



Universitat Autònoma de Barcelona

ADVERTIMENT. L'accés als continguts d'aquesta tesi queda condicionat a l'acceptació de les condicions d'ús establertes per la següent llicència Creative Commons:  http://cat.creativecommons.org/?page_id=184

ADVERTENCIA. El acceso a los contenidos de esta tesis queda condicionado a la aceptación de las condiciones de uso establecidas por la siguiente licencia Creative Commons:  <http://es.creativecommons.org/blog/licencias/>

WARNING. The access to the contents of this doctoral thesis it is limited to the acceptance of the use conditions set by the following Creative Commons license:  <https://creativecommons.org/licenses/?lang=en>

TESIS DOCTORAL

UAB Universitat Autònoma
de Barcelona

Modelamiento estructural

de la parte axial de la Cordillera Oriental de Colombia:
Entre el páramo de Sumapaz y la Sabana de Bogotá.

Juan Camilo Ruiz Amaya

Tutor: Antonio Teixell Cácharo

Departament de Geologia · Facultad de Ciencias

Universitat Autònoma de Barcelona

2020



TESIS DOCTORAL

UAB Universitat Autònoma
de Barcelona

Modelamiento estructural

de la parte axial de la Cordillera Oriental de Colombia:

Entre el páramo de Sumapaz y la Sabana de Bogotá.



Juan Camilo Ruiz Amaya

Tutor: Antonio Teixell Cácharo

Departament de Geologia · Facultat de Ciències

Universitat Autònoma de Barcelona

2020

Resumen

La parte externa de los Andes de Colombia está representada por la Cordillera Oriental, un sistema de cabalgamientos de doble vergencia formado durante el Cenozoico producto de la inversión de un rift de retro-arco Mesozoico. Los piedemontes de la Cordillera están dominados por cabalgamientos en dirección hacia el antepaís, ampliamente documentados debido al interés y productividad de hidrocarburos. Por el contrario, la parte interna de la Cordillera entre la Sabana de Bogotá y el páramo de Sumapaz (zona axial), consiste en un cinturón de pliegues derechos de escala kilométrica, mucho menos documentado. En superficie involucra rocas sedimentarias del Cretácico Superior y Terciario con un nivel de erosión bastante constante, y que no tiene una vergencia dominante ni grandes traslaciones cabalgantes.

La configuración tectónica de la Cordillera Oriental ha sido objeto de diversas concepciones, especialmente en su parte axial. Con base en la interpretación de 450 km de líneas sísmicas 2D y la edición cartográfica resultante del propio trabajo de campo y la compilación de datos estructurales de superficie de otros autores, en este estudio se han construido 12 nuevas secciones estructurales seriadas balanceadas, dos de ellas restituidas secuencialmente desde finales del Cretácico Superior hasta el estado actual. Un acortamiento en promedio del 14% ha sido calculado.

El estilo estructural definido para la parte axial de la Cordillera Oriental entre la Sabana de Bogotá y el páramo de Sumapaz incluye un nivel de despegue muy efectivo bajo las estructuras de plegamiento observadas en superficie. Se establece un desacople entre la secuencia basal interpretada como Paleozoica y los pliegues debido a una formación salina del Cretácico Inferior, que causó pliegues de despegue y diapiros. Los niveles plásticos de la Formación arcillosa de Chipaque del Cretácico superior crean una disarmonía en los pliegues. Los pliegues muestran discordancias progresivas en diferentes niveles de la sucesión Cretácica-Terciaria.

Aunque la presencia de sal en esta parte de la Cordillera Oriental ha sido reportada por numerosos autores, hasta ahora no había un modelo estructural en detalle que abordara el origen de las principales estructuras y su relación con la formación salina, bien sea como nivel de despegue y/o como desencadenante de fenómenos diapíricos. Incorporando conceptos de tectónica salina ha sido desarrollado un modelo geológico

con una nueva perspectiva y una nueva cronología de la deformación, iniciando su registro observable con un plegamiento por halocinesis soportado por una discordancia progresiva a nivel del Albiense-Cenomaniense (aunque la migración salina pudo comenzar en tiempos anteriores del Cretácico Inferior). Posteriormente y asociado al inicio de la compresión en la Cordillera, se producen pliegues por buckling con un segundo episodio de movimiento y evacuación de la sal más intenso, ayudado por la carga sedimentaria diferencial en los sinclinales.

Palabras Clave: Cordillera Oriental, Sabana de Bogotá, Páramo de Sumapaz, estilo estructural, sísmica 2D, secciones estructurales, discordancias progresivas, disarmonías, tectónica salina, plegamiento, diapirismo, Cretácico Inferior.

Resum

La part externa dels Andes de Colòmbia està representada per la Cordillera Oriental, un sistema d'encavalcaments de doble vergència format durant el Cenozoic, producte de la inversió d'un rift de retro-arc mesozoic. Els piemonts de la Cordillera estan dominats per encavalcaments en direcció a l'avantpaís, àmpliament documentats degut a l'interès i productivitat d'hidrocarburs. Al contrari, la part interna de la Cordillera entre la Sabana de Bogotá i el Páramo de Sumapaz (zona axial), consisteix en un cinturó de plegament d'escala quilomètrica, molt menys documentat. En superfície involucra roques sedimentàries del Cretaci Superior i Terciari, amb un nivell d'erosió força constant, i sense una vergència dominant ni grans translacions encavalcants.

La configuració tectònica de la Cordillera Oriental ha estat objecte de diverses interpretacions, especialment a la zona axial. En base a la interpretació de 450km de línies sísmiques 2D, l'edició cartogràfica resultant del treball de camp propi i la compilació de dades estructurals de superfície d'altres autors, en aquest estudi s'han construït 12 noves seccions estructurals seriadades i compensades, dues d'elles restituïdes seqüencialment des de l'estadi actual fins al Cretaci Superior. L'escurçament calculat és del 14% de mitjana.

L'estil estructural per la zona axial de la Cordillera Oriental entre la Sabana de Bogotá i el Páramo de Sumapaz inclou un nivell de desenganxament molt efectiu sota les estructures de plegament observades en superfície. Entre la seqüència basal interpretada com a Paleozoica i els plecs, s'estableix un desacoblament degut a una formació salina del Cretaci Inferior, causant plecs de desenganxament i diapirisme. Els nivells plàstics de la formació argilosa de Chipaque (Cretaci Superior) creen una disharmonia en els plecs. Els plecs mostren discordances progressives a diferents nivells de la successió cretàcia i terciària.

Tot i que la presència de la sal en aquesta part de la Cordillera Oriental ha estat documentada per nombrosos autors, fins ara no existia un model estructural detallat que tractés l'origen de les principals estructures i la seva relació amb la formació salina, tant com a nivell de desenganxament com de desencadenant de fenòmens diapírics. Incorporant conceptes de tectònica salina, en aquest estudi es desenvolupa un model geològic amb una nova perspectiva i una nova cronologia de la deformació, iniciant el registre observable amb un plegament halocinètic suportat per una

discordança progressiva a nivell de l'Albià- Cenomanià (tot i que la migració salina podria haver començat amb anterioritat al Cretaci Inferior). Posteriorment i associat a l'inici de la compressió a la Cordillera, es produeixen plegaments per buckling, amb un segon episodi de mobilització i evacuació de la sal, més intens, ajudat per la càrrega sedimentària diferencial als sinclinals.

Paraules clau: Cordillera Oriental, Sabana de Bogotá, Páramo de Sumapaz, estil estructural, línies sísmiques 2D, seccions estructurals, discordances progressives, disharmonia, tectònica salina, plegaments, diapirisme, Cretaci Inferior.

Abstract

The external part of the Andes of Colombia is represented by the Eastern Cordillera, a thrust system of double vergence formed during Cenozoic times as a result of a Mesozoic back-arc rift inversion. The foothills of the Cordillera are dominated by thrusts towards the foreland, widely documented due to the interest and productivity of hydrocarbons. Conversely, the inner part of the Cordillera between the Sabana de Bogotá and the Páramo de Sumapaz (axial zone), consists of a deformed belt with less documented straight folds of kilometrical scale. Surface rocks involve the Upper Cretaceous and Tertiary, with a constant level of erosion. The axial zone structure does not have neither dominant vergence nor big thrust translations.

The tectonic setting of the Eastern Cordillera has been subject to different interpretations, specially the axial zone. This study is based on the interpretation of 450 km of 2D seismic lines, the cartographical edition as a result of own fieldwork, and the compilation of surface structural data from other authors. 12 new structural balanced cross sections have been built and two of them have been sequentially restored from present day to the Upper Cretaceous stage. An average shortening of 14% has been calculated.

The structural style for the axial zone of the Eastern Cordillera between the Sabana de Bogotá and the Páramo de Sumapaz includes a very effective detachment level under the observed fold structures at surface. The basal sequence, interpreted as Paleozoic, is decoupled from the folds above through a Lower Cretaceous saline formation, causing detachment folds and diapirism. The plastic levels of the muddy Chipaque Formation, Upper Cretaceous in age, create a disharmony within the folds, which show progressive unconformities at different levels of the Cretaceous – Tertiary succession.

Although the presence of salt in this part of the Eastern Cordillera has been reported by previous authors, this study proposes the first detailed structural model addressing the origin of the main structures and their possible relation with the salt formation, either as a detachment level or as a source for diapirism. It also incorporates recently developed salt tectonics concepts into a geological model with a new chronology for the deformation. Deformation started with halokinetic folding, supported by the progressive unconformity at the level of the Albian – Cenomanian, although the salt migration could have started before the Early Cretaceous. Later, the onset of compression at the

Cordillera incorporated folding by buckling, together with a second stage of intense salt migration and evacuation, assisted by the differential loading of the synclines with synorogenic sediments.

Keywords: Eastern Cordillera, Sabana de Bogotá, Páramo de Sumapaz, structural style, 2D seismic lines, structural cross sections, progressive unconformities, disharmony, salt tectonics, folding, diapirism, Early Cretaceous.

Índice de contenidos

CAPÍTULO 1 Introducción.....	23
1.1. Planteamiento del problema y objetivos	24
1.2. Metodología	29
1.3. Esquema de la tesis.....	31
CAPÍTULO 2 Contexto geológico.....	33
2.1. Localización zona de estudio	34
2.2. Antecedentes	35
2.2.1. Primera parte	35
2.2.2. Segunda parte.....	41
2.2.3. Tercera parte.....	44
2.3. Estratigrafía.....	49
2.3.1. Precámbrico-Paleozoico	51
2.3.2. Mesozoico.....	53
2.3.2.1. Grupo Cáqueza.....	54
2.3.2.2. Formación Une.....	56
2.3.2.3. Formación Chipaque	57
2.3.2.4. Grupo Guadalupe.....	59
2.3.3. Cenozoico	66
2.3.3.1. Formación Cacho.....	67
2.3.3.2. Formación Bogotá.....	68
2.3.3.3. Formación Fusagasugá.....	70
2.3.3.4. Formación La Regadera.....	72
2.3.3.5. Formación Usme.....	74

2.3.3.6.	Formación Tilatá	75
2.3.4.	Depósitos Cuaternarios.....	76
2.4.	Configuración tectónica.....	77
CAPÍTULO 3 Resultados		80
3.1.	Cartografía geológica de la Sabana de Bogotá	81
3.1.1.	Zona Sur	81
3.1.2.	Zona Norte	106
3.2.	Interpretación sísmica	115
3.2.1.	Amarre sísmico	115
3.2.1.1.	Calibración del registro sísmico	116
3.2.1.2.	Generación de sismograma sintético	116
3.2.2.	Caracterización de facies sísmicas	118
3.2.3.	Secciones sísmicas.....	123
3.2.3.1.	Programa FUSA-2000.....	124
3.2.3.1.1.	Sección sísmica FUSA-2000-1080.....	124
3.2.3.1.2.	Sección sísmica FUSA-2000-1230.....	125
3.2.3.1.3.	Sección sísmica FUSA-2000-1265.....	127
3.2.3.1.4.	Sección sísmica FUSA-2000-1295.....	131
3.2.3.1.5.	Sección sísmica FUSA-2000-1430.....	135
3.2.3.1.6.	Sección sísmica FUSA-2000-1490.....	138
3.2.3.1.7.	Sección sísmica FUSA-2000-1645.....	140
3.2.3.1.8.	Sección sísmica FUSA-2000-1830.....	142
3.2.3.1.9.	Sección compuesta 1	143
3.2.3.2.	Programa JUAICA-1978.....	146
3.2.3.2.1.	Sección sísmica J-1978-14	146
3.2.3.2.2.	Sección sísmica J-1978-20	148
3.2.3.2.3.	Sección de rumbo J-1978-11	149
3.2.3.3.	Programa SABANA-1988.....	150
3.2.3.3.1.	Sección sísmica BPSB-1988-07.....	150

3.2.3.3.2. Sección sísmica BPSB-1988-06.....	151
3.2.3.3.3. Sección sísmica BPSB-1988-05.....	153
3.3. Secciones estructurales	156
3.3.1. Sección Guatavita	158
3.3.1.1. Restitución secuencial sección Guatavita.....	161
3.3.2. Sección Tabio Teixell <i>et al.</i> (2015)	164
3.3.3. Sección Usaquén	165
3.3.4. Sección Las Moyas	166
3.3.5. Sección Aguanoso	168
3.3.6. Sección Entrenubes	169
3.3.6.1. Restitución secuencial de la sección Entrenubes.....	172
3.3.7. Sección Une.....	174
3.3.8. Sección Regadera.....	176
3.3.9. Sección Bocagrande	178
3.3.10. Sección Tibacuy	179
3.3.11. Sección Atadero	182
3.3.12. Sección Icononzo	183
CAPÍTULO 4 Interpretación y discusión.....	185
4.1. Estilo estructural y papel de la sal en la parte axial de la Cordillera Oriental de Colombia	186
CAPÍTULO 5 Conclusiones.....	201
Agradecimientos	205
Referencias bibliográficas.....	208
Anexos.....	225
Anexo A. Mapas geológicos.....	226
A1. Cartografía geológica.....	226
A2. Mapa estructural.....	227
Anexo B. Líneas sísmicas 2D	228
B1. Línea sísmica FUSA-2000-1080	228

B2.	Línea sísmica FUSA-2000-1230	229
B3.	Línea sísmica FUSA-2000-1250	230
B4.	Línea sísmica FUSA-2000-1265	231
B5.	Línea sísmica FUSA-2000-1295	232
B6.	Línea sísmica FUSA-2000-1405	233
B7.	Línea sísmica FUSA-2000-1430	234
B8.	Línea sísmica FUSA-2000-1460	235
B9.	Línea sísmica FUSA-2000-1490	236
B10.	Línea sísmica FUSA-2000-1610.....	237
B11.	Línea sísmica FUSA-2000-1645.....	238
B12.	Línea sísmica FUSA-2000-1670.....	239
B13.	Línea sísmica FUSA-2000-1810.....	240
B14.	Línea sísmica FUSA-2000-1830.....	241
B15.	Línea sísmica J-1978-11	242
B16.	Línea sísmica J-1978-14	243
B17.	Línea sísmica J-1978-20	244
B18.	Línea sísmica BPSB-1988-05	245
B19.	Línea sísmica BPSB-1988-06	246
B20.	Línea sísmica BPSB-1988-07	247
Anexo C.	Secciones estructurales.....	248
C1.	Sección estructural balanceada Guatavita	248
C2.	Sección estructural balanceada Usaquén	248
C3.	Sección estructural balanceada Las Moyas	249
C4.	Sección estructural balanceada Aguanoso	250
C5.	Sección estructural balanceada Entrenubes	250
C6.	Sección estructural balanceada Une.....	251
C7.	Sección estructural balanceada Regadera.....	251
C8.	Sección estructural balanceada Bocagrande	251
C9.	Sección estructural balanceada Tibacuy.....	252

C10.	Sección estructural balanceada Atadero	252
C11.	Sección estructural balanceada Icononzo	253
Anexo D.	Restituciones	254
D1.	Restitución Secuencial Guatavita.....	255
D2.	Restitución Secuencial Entrenubes.....	256

Índice de figuras

Figura 1.1. Mapa de localización regional. Cordillera Oriental de Colombia, Andes Suramericanos. Imagen topográfica-tectónica con las tres ramas de los Andes septentrionales	25
Figura 1.2. Metodología empleada para el desarrollo de la investigación.....	29
Figura 2.1. Mapa zona de estudio.....	34
Figura 2.2. Perfiles geológicos del páramo de Sumapaz.....	36
Figura 2.3. Perfil geológico del sinclinal de Fusagasugá.....	37
Figura 2.4. Mapa geológico y secciones estructurales ubicadas aproximadamente. Parte axial de la Cordillera Oriental.....	38
Figura 2.5. Plancha geológica #246 Fusagasugá, escala 1:100.000.....	39
Figura 2.6. Plancha geológica #265 Icononzo, escala 1:100.000.....	40
Figura 2.7. Mapas paleogeográficos al sur de Bogotá ilustrando zonas levantadas durante el Paleógeno en la Cordillera Oriental.....	41
Figura 2.8. Perfil geológico de la Cordillera Oriental.....	41
Figura 2.9. Reconstrucción hipotética y comparación de las variaciones en la forma del anticlinal de Bogotá en sección. De norte a sur: La Moya, Cable, Monserrate, Guadalupe y Zuque.....	42
Figura 2.10. Perfiles estructurales del anticlinal de Bogotá y la región del valle del Teusacá al oriente.....	43
Figura 2.11. Sección estructural sobre el anticlinal de Bogotá.....	44
Figura 2.12. Sección estructural de la Cordillera Oriental de Colombia a la altura de la Sabana de Bogotá.....	45
Figura 2.13. Perfiles balanceados de parte de la Sabana de Bogotá con presencia de niveles salinos.....	47
Figura 2.14. Sección estructural balanceada y restituida de la Cordillera Oriental.....	48
Figura 2.15. Columna estratigráfica generalizada para la zona de estudio.....	50
Figura 2.16. Panorámica sobre el valle del río Blanco al sur de la población de Gutiérrez que muestra la morfología de valles con pendientes fuertes donde afloran las rocas de edad paleozoica.....	51
Figura 2.17. Panorámica tomada al oriente de la población de El Ramal. Muestra el contacto entre las areniscas grises cuarzosas de la Formación Une (izquierda) con la	

secuencia del Cretácico Inferior indiferenciado (Formación Fόμεque). Flanco occidental anticlinal de Frutica. (Coordenadas 74°7´W; 4°11´N).....	54
Figura 2.18. Capas de areniscas cuarzosas con geometrías lenticular intercaladas con arcillolitas negras con alto contenido de materia orgánica. Parte media de la Formación Une. Flanco oriental del sinclinal de Teusacá en la vía entre Une y Gutiérrez. (Coordenadas 74°0´W; 4°19´N).....	56
Figura 2.19. Afloramiento de la Formación Chipaque al norte de la población del mismo nombre. Arcillolitas negras friables con algunas intercalaciones de areniscas finas. Páramo Cruz Verde, núcleo del anticlinal de Bogotá. (Coordenadas 74°03´W; 4°30´N).....	58
Figura 2.20. Panorámica del cerro del Rajadero o Peñas de la Bruja, sección tipo del Grupo Guadalupe. Unidad con litología predominantemente arenosa conformada por tres formaciones, Formación Arenisca Dura y Formación Arenisca Labor y Tierna, separadas por la Formación arcillosa Plaeners. Vía Bogotá-Choachí.....	60
Figura 2.21. Afloramiento de la parte Inferior del Grupo Guadalupe. Secuencia de areniscas cuarzosas de grano fino con algunos niveles de arcillolitas grises silíceas. Presencia de ondulitas hacia la base de las areniscas lo que indica inversión de las capas. Cerro del Zuque, SE de Bogotá. Flanco occidental del anticlinal de Bogotá. (Coordenadas 74°04´W; 4°32´N).....	61
Figura 2.22. Formación Plaeners en el valle del río Soacha. (Coordenadas 74°12´W; 4°29´N).....	62
Figura 2.23. Afloramiento de la parte superior del Grupo Guadalupe. Secuencia de areniscas cuarzosas de grano medio intercaladas con areniscas de menor tamaño, presencia de algunos niveles arcillosos. Flanco oriental sinclinal de Teusacá, vía Bogotá-Choachí. (Coordenadas 73°58´W; 4°33´N).....	63
Figura 2.24. Panorámica sobre el valle de Soacha. Exposición de los niveles arcillosos varicoloreados de la Formación Guaduas que son explotados por la industria ladrillera.	65
Figura 2.25. Panorámica sobre el municipio de Tibacuy que muestra la expresión morfológica de la parte superior del Grupo Guadalupe, la Formación Guaduas y Formación Fusagasugá. Flanco occidental del sinclinal de Fusagasugá.	67
Figura 2.26. Fotografías afloramientos de la Formación Bogotá. (Izq.) Capa lenticular de arenisca lítica. (Der.) Intercalación de arcillolitas rojizas con areniscas muy finas. SW del embalse de Regadera. Flanco occidental del sinclinal de Usme. (Coordenadas 74°10´W; 4°20´N).	69

Figura 2.27. Afloramiento de la Formación Fusagasugá. Contacto erosivo entre capas de areniscas finas y arcillolitas rojizas. Flanco oriental sinclinal de San Juan. Vía San Juan de Sumapaz-Cabrera. (Coordenadas 74°16´W; 4°04´N).....	70
Figura 2.28. Afloramiento de capas invertidas hacia la base de la Formación Regadera. Areniscas líticas friables con estratificación cruzada planar. Parque Entrenubes, sur de Bogotá. Flanco oriental del sinclinal de Usme. (Coordenadas 74°05´W; 4°31´N).	73
Figura 2.29. Mapa de configuración tectónica del área de estudio.	78
Figura 3.1 Cartografía geológica zona sur.	82
Figura 3.2. a. Panorámica al SW de la población de Une, Flanco occidental del sinclinal de Teusacá, capas muy inclinadas de la Formación Une. b. Panorámica de la vía entre Une y Gutiérrez, flanco oriental del sinclinal de Teusacá, capas levemente inclinadas de la Formación Une. c. Discordancia progresiva en capas de areniscas de la Formación Une en el páramo de Frutica. (Coordenadas 74°6´W; 4°17´N). En rojo falla Nazareth-Frutica (FNF). d. Panorámica sobre el valle del río Blanco (Coordenadas 74°0´W; 4°11´N), contacto discordante inferido entre el Cretácico Inferior y el Grupo Farallones.....	83
Figura 3.3. Zona Nazareth-El Ramal y páramo de Frutica. Cartografía geológica y estructuras principales del área.	85
Figura 3.4. Zona entre Bogotá, Choachí y Chipaque. Cartografía geológica y estructuras principales del área.	86
Figura 3.5. a. Panorámica sobre la vía Bogotá-Choachí, flanco oriental del sinclinal de Teusacá (73°59´W; 4°34´N). b. Panorámica del anticlinal de Bogotá desde el Alto de la Viga (74°1´W; 4°34´N). c. Flanco occidental del anticlinal de Bogotá en el cerro el Aguanoso (74°3´W; 4°35´N). d. Páramo del Verjón, flanco oriental del anticlinal de Bogotá en el alto de los Tunjos (74°1´W; 4°33´N). e. Panorámica del flanco occidental del anticlinal de Bogotá que muestra la transición de las capas normales al norte que progresivamente son invertidas hacia el sur (74°4´W; 4°29´N).	88
Figura 3.6. Zona Usme-Chisacá. Cartografía geológica y estructuras principales del área.	90
Figura 3.7. Sinclinal de Usme. a. Capas invertidas del flanco oriental del sinclinal que definen una discordancia progresiva al norte (74°31´W; 4°5´N). b. Capas muy inclinadas del Grupo Guadalupe en contacto paraconforme con la Formación Bogotá. Flanco oriental al sur, sector Lagunas de Bocagrande (74°8´W; 4°17´N). c. Cierre al sur del sinclinal en la vía entre Chisacá y Nazareth (74°10´W; 4°11´N). d. Discordancia progresiva dentro de la Formación Regadera en el parque Entrenubes. Parte interna	

del sinclinal (74°31´W; 4°6´N). e. Parte interna del sinclinal en la vía Usme-Chisacá donde son observadas las secuencias en posición normal de la Formación Bogotá (74°11´W; 4°19´N).	91
Figura 3.8. Interpretación estructural del valle de Soacha. Al oriente el anticlinal de Chebá y su carácter extrusivo dentro de los niveles plásticos de la Formación Chipaque.	93
Figura 3.9. Estructuras presentes en la parte central de la zona sur, entre los sinclinales de Usme y Fusagasugá. Cartografía geológica y estructuras principales del área.	94
Figura 3.10. Estructuras presentes en la parte central de la zona sur. a. Anticlinal de Chebá en contacto fallado con sinclinal de Soacha. b. Capas verticales del Grupo Guadalupe en el anticlinal de Soacha. c. Flanco occidental del anticlinal de Soacha en contacto fallado con sinclinal de Sibaté. d. Sistema de Fallas de Soacha-Sibaté. e. Flanco oriental del anticlinal de San Miguel. f. Flanco occidental invertido del anticlinal de San Miguel. g. Inversiones locales del Grupo Guadalupe, anticlinal de San Miguel. h. Anticlinal el Charquito.	95
Figura 3.11. Zona del páramo de Sumapaz. Cartografía geológica y estructuras principales del área.....	99
Figura 3.12. a. Panorámica del anticlinal de Encenillos en el páramo de Sumapaz (74°12´W; 4°7´N). b. Flanco oriental del sinclinal de San Juan en la vía al municipio de igual nombre (74°15´W; 4°3´N). c. Parte interna del sinclinal de San Juan, donde se deduce la relación discordante entre la secuencia cretácica y la terciaria (74°16´W; 4°4´N). d. Cierre del sinclinal de San Juan, al sur de Pasca (74°16´W; 4°15´N).	101
Figura 3.13. Estructuras presentes en Fusagasugá y alrededores. Cartografía geológica y estructuras principales del área.....	103
Figura 3.14. a. Extremo norte del sinclinal de Fusagasugá. (74°20´W; 4°28´N). b. Flanco oriental del sinclinal de Fusagasugá al SE de la ciudad del mismo nombre (74°21´W; 4°18´N). c. Falla Atadero al SE del municipio de San Bernardo (74°20´W; 4°8´N). d. Estructuras en cercanías a la población de Venecia (74°28´W; 4°9´N). e. Anticlinal de Tibacuy (74°28´W; 4°19´N).	104
Figura 3.15. Cartografía geológica zona norte.	106
Figura 3.16. Secciones estructurales esquemáticas de las minas de sal de la Sabana de Bogotá: a. Zipaquirá. b. Nemocón. c. Sesquilé d. Tausa.....	107
Figura 3.17. Cartografía geológica y estructuras principales de la zona norte.....	109
Figura 3.18. a. Anticlinal de Tausa en el bloque colgante de la falla de Neusa (73°56´W; 5°10´N). b. Anticlinal de Zipaquirá al sur de la población del mismo nombre.	

<i>Flanco oriental invertido (74°1´W; 4°57´N). c. Panorámica sobre el anticlinal de Nemocón. Nótese la variación en la dirección e inclinación del eje del plano axial de la estructura. d. Panorámica sobre el anticlinal de Sesquillé, flanco occidental invertido. e. Panorámica Anticlinal de Machetá, estructura más oriental de la parte norte del área de estudio.</i>	<i>110</i>
Figura 3.19. <i>En la mina de sal de Nemocón. Fotografías que muestran la sal presente en el subsuelo de Nemocón.</i>	<i>112</i>
Figura 3.20. <i>Registro sísmico del pozo Atadero-1. En círculos rojos se muestran los spikes correspondientes a mediciones erróneas debido a problemas durante la perforación del pozo.</i>	<i>115</i>
Figura 3.21. <i>Calibración del registro sísmico debido a efectos de drift, corregidos a partir de los tiempos de control interpretados del VSP. a. Tiempo de Checkshot – Tiempo de Registro: los puntos azules representan la diferencia de tiempos a las profundidades de Checkshot y la curva roja representa el desvío entre puntos de control. b. Desvío Residual entre los tiempos de Checkshot y el sísmico calibrado. c. Curva de sísmico (azul) y curva de sísmico calibrada. d. Velocidades de Intervalo.</i>	<i>116</i>
Figura 3.22. <i>Espectro de la línea sísmica FUSA_2000_1265, con los puntos de taper para la ondícula tipo Ormsby en línea punteada (12-15-35-45 Hz).</i>	<i>117</i>
Figura 3.23. <i>Sismograma sintético del pozo Atadero-1, junto con la sísmica FUSA_2000_1265, desde 600 hasta 1100 ms. 1a) Densidad Total. 1b) Sísmico Calibrado. 2) Perfil de Coeficiente de Reflectividad. 3) Ondícula tipo Ormsby con su respectivo espectro de amplitudes. 4) Trazas en vecindad al pozo Atadero de la línea Fusa_2000_1265. 5) Sintético. 6) Velocidades de Intervalo.</i>	<i>117</i>
Figura 3.24. <i>Cartografía geológica e información sísmica 2D disponible utilizada en esta investigación.</i>	<i>123</i>
Figura 3.25. <i>Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1080.</i>	<i>125</i>
Figura 3.26. <i>Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1230.</i>	<i>126</i>
Figura 3.27. <i>Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1265.</i>	<i>127</i>
Figura 3.28. <i>Panorámica que muestra la falla San Miguel-Fusagasugá en cercanías a la sección sísmica FUSA-2000-1265.</i>	<i>129</i>
Figura 3.29. <i>Detalle de la interpretación sísmica de la línea FUSA-2000-1265. Sistemas de fallas normales de poca extensión dentro del bloque colgante de la falla San Miguel-Fusagasugá.</i>	<i>130</i>
Figura 3.30. <i>Amarre del pozo Atadero-1 y proyección en profundidad de las unidades interpretadas en el programa sísmico FUSA-2000 (Topes de unidades en pies). En marrón superficie discordante establecida como Paleozoica.</i>	<i>131</i>

Figura 3.31. Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1295.	132
Figura 3.32. Esquema que muestra el desarrollo de estructuras contraccionales como los pliegues snake head y cut-offs de bloque yacente in sedimentos post-rift y syn-rift debido a la reactivación inversa de una falla normal subyacente.	132
Figura 3.33. Panorámica que muestra abanico de capas del bloque colgante de la falla San Miguel-Fusagasugá en cercanías de la línea sísmica 2D FUSA-2000-1295.	133
Figura 3.34. Detalle de la interpretación sísmica de la línea FUSA-2000-1295. Sistemas de fallas normales de poca extensión parcialmente invertidas dentro del bloque colgante de la falla San Miguel Fusagasugá.	134
Figura 3.35. Detalle interpretación sísmica costado occidental línea sísmica FUSA-2000-1295. Bloque yacente de la Falla Portones-Venecia. Detalle de superficie discordante intra-cretácica indiferenciada.	135
Figura 3.36. Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1430.	136
Figura 3.37. Panorámica que muestra abanico de capas del bloque colgante de la falla San Miguel-Fusagasugá en cercanías de la línea sísmica 2D FUSA-2000-1430.	137
Figura 3.38. Detalle de las capas en abanico del bloque colgante de la falla de San Miguel-Fusagasugá en la sección sísmica con exageración vertical.	137
Figura 3.39. Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1490.	138
Figura 3.40. Capas verticales a invertidas de la parte superior del Grupo Guadalupe al sur de la línea sísmica FUSA-2000-1490. Bloque colgante falla de San Miguel-Fusagasugá.	139
Figura 3.41. Panorámica sobre el municipio de Tibacuy que muestra el flanco occidental del sinclinal de Fusagasugá cercano a la línea sísmica FUSA-2000-1490.	140
Figura 3.42. Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1645.	140
Figura 3.43. Panorámica del flanco oriental del sinclinal de Fusagasugá al norte de la ciudad del mismo nombre.	141
Figura 3.44. Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1830.	142
Figura 3.45. Capas verticales del Grupo Guadalupe en el anticlinal de San Miguel.	143
Figura 3.46. Interpretación sísmica línea compuesta 1. La línea punteada en rojo indica la proyección sobre el rumbo de la falla de San Miguel-Fusagasugá.	144
Figura 3.47. Detalle de la sección sísmica compuesta 1. En marrón superficie de cambio de facies sísmicas profunda, que podrá corresponder a la discordancia del Paleozoico Superior sobre el basamento cristalino.	145
Figura 3.48. Modelo conceptual para extensión e inversión de fallas planares.	146
Figura 3.49. Interpretación sísmica línea J-1978-14. Proyección pozo Chitasugá-1.	147

Figura 3.50. Izquierda: Tabla de espesores (en tiempo y profundidad) y velocidades de las unidades en la Sabana de Bogotá basado en la perforación Chitasugá-1. Derecha: Interpretación sísmica línea del programa sísmico JUAICA-1978 cercana al pozo Chitasugá-1.....	148
Figura 3.51. Interpretación sísmica línea J-1978-20.....	148
Figura 3.52. Interpretación sísmica línea J-1978-11.....	149
Figura 3.53. Interpretación sísmica línea BPSB-1988-07.....	151
Figura 3.54. Interpretación sísmica línea BPSB-1988-06.....	152
Figura 3.55. a. Interpretación sísmica de la línea BPSB-1988-06. b. Interpretación sísmica de la línea BPSB-1988-06.....	153
Figura 3.56. Interpretación sísmica línea BPSB-1988-05.....	154
Figura 3.57. Interpretación sísmica línea BPSB-1988-05.....	155
Figura 3.58. Laguna de Guatavita y su posible origen por colapso salino.....	155
Figura 3.59. Mapa de ubicación de las secciones estructurales balanceadas.....	157
Figura 3.60. Sección estructural balanceada de Guatavita.....	158
Figura 3.61. Línea sísmica BPSBP-1988-05 resaltando los anticlinales de Sopó y Guatavita y la pérdida de amplitudes sísmicas indicando la presencia de sal.....	159
Figura 3.62. Sección estructural Guatavita y los diferentes estadios de restitución. a. Albiano-Cenomaniano (100 Ma). b. Maastrichtiano (66 Ma). c. Eoceno Medio (45 Ma). d. Oligoceno Superior (23 Ma). e. Estado actual.....	161
Figura 3.63. Detalle de estructura de la Sabana de Bogotá.....	164
Figura 3.64. Sección estructural balanceada de Usaquén.....	165
Figura 3.65. Sección estructural balanceada de Las Moyas.....	166
Figura 3.66. Sección estructural balanceada del Aguanoso.....	168
Figura 3.67. Sección estructural balanceada de Entrenubes.....	169
Figura 3.68. Comparación entre la discordancia progresiva del sinclinal de Usme y las secuencias halocinéticas adyacentes a un diapiro de la cuenca de La Popa en México.....	170
Figura 3.69. Sección estructural Entrenubes y los diferentes estadios de restitución. a. Albiano-Cenomaniano (100 Ma), b. Maastrichtiano (66 Ma), c. Eoceno Medio (45 Ma), d. Oligoceno Superior (23 Ma), e. Estado actual.....	172
Figura 3.70. Sección estructural balanceada de Une.....	174
Figura 3.71. Sección estructural balanceada de Regadera.....	176
Figura 3.72. Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1810.....	177
Figura 3.73. Sección estructural balanceada de Bocagrande.....	178

Figura 3.74. a. Panorámica de la falla de Nazareth-Frutica en el páramo de Frutica, mirando hacia el norte. En el bloque colgante en rampa (este), se observan las capas en abanico de la Formación Une, y en el bloque yacente (oeste), se observan las capas de la formación Chipaque del flanco oriental del sinclinal de Usme (Coordenadas 74°6`W, 4°17`N). b. Detalle de la discordancia progresiva dentro de la Formación Une 3 km al sur de la fotografía a (fotografía invertida para mostrar el mismo sentido de la sección estructural).	179
Figura 3.75. Sección estructural balanceada de Tibacuy	180
Figura 3.76. Configuración esquemática del límite oriental del graben cretácico en la zona de estudio y la localización de las secciones estructurales.....	181
Figura 3.77. Sección estructural balanceada de Atadero.	182
Figura 3.78. Sección estructural balanceada de Icononzo.	183
Figura 4.1. Diagrama esquemático del Anticlinal de Nemocón-Bogotá a la altura de los cerros orientales de Bogotá.	189
Figura 4.2. Modelos análogos de sistemas de cabalgamientos múltiples. a. Darnault et al. (2016). b. Pichot et al. (2009).	191
Figura 4.3. Componente de rumbo de la Falla El Verjón sobre el anticlinal de Bogotá en los Cerros Orientales.	192
Figura 4.4. Mapa ilustrando la configuración, las principales estructuras y la distribución de paleo-facies que definen el rift de la Cordillera Oriental durante el Cretácico Inferior.	194
Figura 4.5. Imagen de Google Earth con la edición cartográfica mostrando con la línea punteada gruesa la zona de transferencia Nazareth-Gutiérrez propuesta en este trabajo.....	195
Figura 4.6. Sección estructural de la parte axial de la Cordillera Oriental sobre la Sabana de Bogotá.	197
Figura 4.7. a. Diagrama esquemático de McLaughlin y Arce (1971), que propone el desarrollo de los anticlinales salíferos y estructuras opuestas resultantes en la Sabana de Bogotá. En negro la sal y su origen estratificado dentro de la Formación Chipaque. b. Evolución geológica de los depósitos salinos de la Sabana de Bogotá como estructuras perforantes (López et al., 1990).....	199

Índice de tablas

Tabla 3.1. <i>Parámetros para la definición de facies sísmicas de Mitchum et al. (1977).</i>	118
Tabla 3.2. <i>Imagen sísmica y características de sus facies sísmicas de las diferentes unidades descritas en esta investigación.</i>	120
Tabla 3.3. <i>Topes formacionales definidos con base en la interpretación de registros eléctricos pozo Atadero-1.</i>	128



CAPÍTULO 1

Introducción

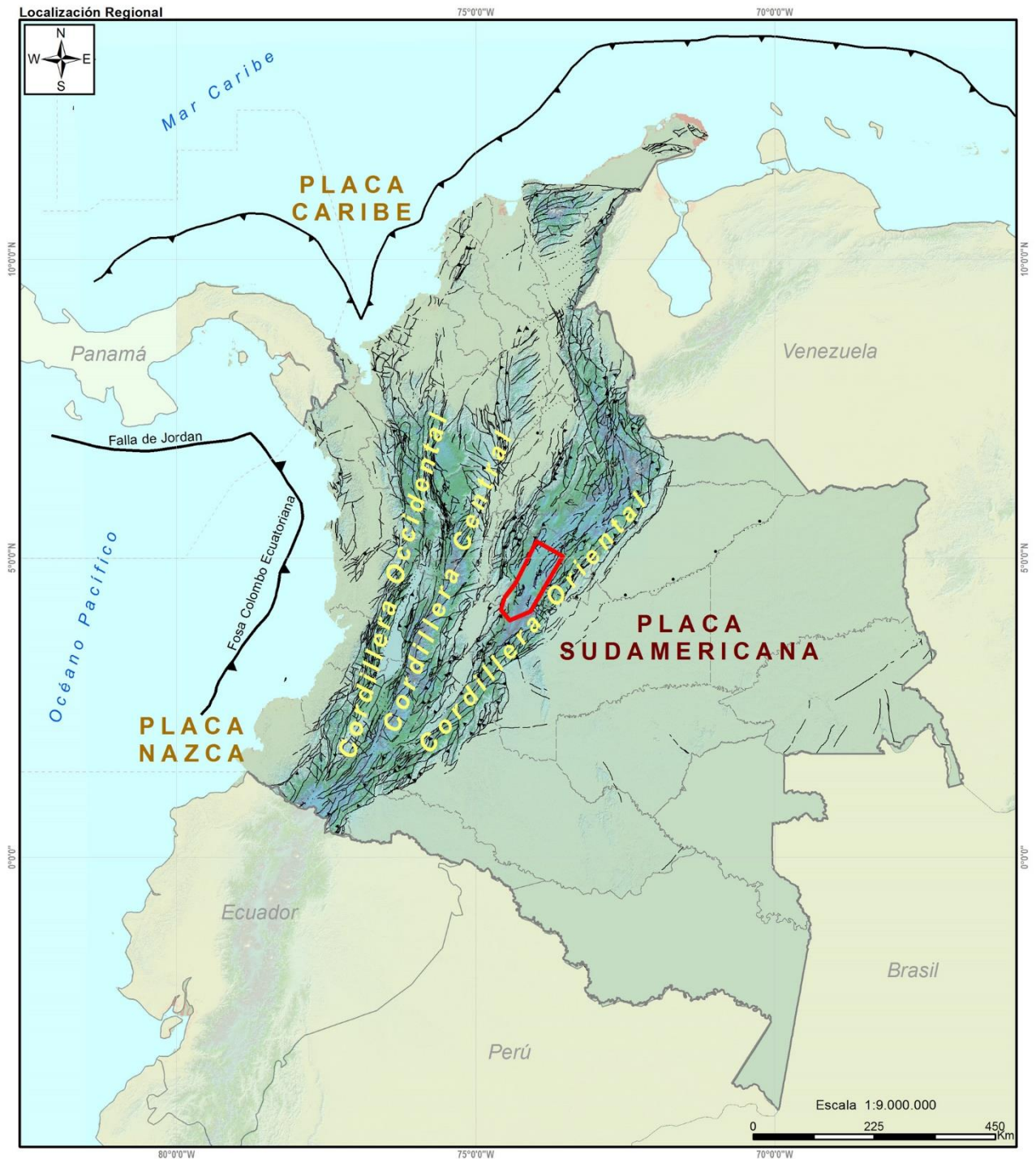
1.1. Planteamiento del problema y objetivos

La Cordillera Oriental es una de las tres ramas que constituyen los Andes de Colombia (ver figura 1.1). Su configuración tectónica es un referente internacional de análisis y ha sido abordada en diversos estudios que reflejan los principales conceptos acerca del estilo estructural típico de *riffts* invertidos (Campbell & Bürgl, 1965; Julivert, 1970; Colletta *et al.*, 1990; Dengo & Covey, 1993; Roeder & Chamberlain, 1995; Cooper *et al.*, 1995; Mora *et al.*, 2006, 2008, 2013; Saylor *et al.*, 2012; Tesón *et al.*, 2013; Teixell *et al.*, 2015).

Las principales fallas extensionales mesozoicas que originalmente limitaban el *rift* precursor a la actual cordillera en el interior de la placa sudamericana, fueron reactivadas como cabalgamientos durante el Cenozoico, definiendo un estilo tectónico dominante de escama gruesa (*thick-skinned*) para los márgenes de la cadena, que corresponden actualmente a los piedemontes oriental y occidental de la Cordillera y cuya dirección es NNE-SSW Teixell *et al.*, 2015.

La parte interna de la Cordillera Oriental (zona axial), comparativamente menos deformada que los piedemontes y caracterizada en parte por una morfología de altiplano, está caracterizada por pliegues y cabalgamientos de poco salto, afectando en superficie a materiales sedimentarios del Cretácico y Cenozoico principalmente. Desde el punto de vista tectónico-sedimentario, dicha zona axial ha sido tradicionalmente separada en dos segmentos correspondientes a antiguos dominios estratigráficos del Mesozoico y limitados entre sí por una paleo-falla de transferencia: las denominadas subcuencas de Tablazo-Magdalena-Cocuy al norte, y de Cundinamarca al Sur (Sarmiento, 2001). El dominio norte está caracterizado actualmente por un estilo estructural que combina fallas de escama gruesa, que involucran al basamento pre-Mesozoico, y fallas de escama delgada (*thin-skinned*), despegadas en la cobertera (Tesón *et al.*, 2013). El sistema de fallas Boyacá-Soapaga es una de las estructuras más importantes en esta zona (Tesón, 2013 y Kammer *et al.*, 2006) debido a que ha tenido una dilatada historia evolutiva desde sus fases iniciales extensivas a finales del Paleozoico (Kammer *et al.*, 2006) e inicios del *rifting* Mesozoico, hasta la inversión del *rift* asociada al acortamiento andino Cenozoico.

Figura 1.1. Mapa de localización regional. Cordillera Oriental de Colombia, Andes Suramericanos. Imagen topográfica-tectónica con las tres ramas de los Andes septentrionales



- | | | | | |
|---|---|--|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> — Límite Departamental — Límite de Nación --- Límite Marítimo □ Límites Continentales ■ Área de Estudio | <p>Tectónica</p> <ul style="list-style-type: none"> — Cinturón deformado — Zona de falla transformante — Zona de subducción | <p>Fallas</p> <ul style="list-style-type: none"> — Falla --- Falla cubierta — Falla de rumbo dextral --- Falla de rumbo dextral cubierta --- Falla de rumbo dextral inferida | <ul style="list-style-type: none"> — Falla de rumbo sinistral --- Falla de rumbo sinistral cubierta --- Falla de rumbo sinistral inferida --- Falla inferida — Falla inversa o de cabalgamiento --- Falla inversa o de cabalgamiento cubierta | <ul style="list-style-type: none"> — Falla inversa o de cabalgamiento inferida — Falla normal --- Falla normal cubierta --- Falla normal inferida --- Lineamiento |
|---|---|--|---|--|

En contraste, el dominio sur de la zona axial se encuentra caracterizado por la Sabana de Bogotá que es una meseta o *plateau* ubicado aproximadamente a 2600 m.s.n.m. que presenta menos deformación que la parte norte, mostrando un sistema de pliegues de escala kilométrica con un relieve estructural homogéneo (Julivert, 1970; Cortés *et al.*, 2006; Teixell *et al.*, 2015). Los sistemas de fallas presentes en esta zona están poco definidos y/o sus desplazamientos son reducidos. El sistema de pliegues de la Sabana de Bogotá se interpretó como un sistema de lámina delgada por encima de un nivel de despegue débil que posiblemente sean los niveles salinos del Cretácico Inferior (Teixell *et al.*, 2015).

En comparación con la parte norte de la zona axial y ambos piedemontes de la Cordillera Oriental, las estructuras que conforman la Sabana de Bogotá han recibido comparativamente menos atención debido a la mayor productividad de hidrocarburos que en las primeras zonas. A pesar de esto, observaciones importantes acerca de la particularidad de las estructuras de la Sabana han sido reportadas previamente (Julivert, 1962, 1963, 1970; Mora, 1999; Sarmiento, 2001; Gómez *et al.*, 2003; Cortés *et al.*, 2006; Bayona *et al.*, 2010, Bayona *et al.*, 2013; Tesón *et al.*, 2013; Teixell *et al.*, 2015).

Uno de los elementos más importantes para la comprensión estructural de la Sabana de Bogotá —hasta ahora poco tenido en cuenta— es la presencia de sal en el subsuelo, testificada por la existencia de escasos diapiros salinos aflorantes y numerosas surgencias de aguas salinas (McLaughlin, 1972). Grandes flancos invertidos (Rowan *et al.*, 2016), pliegues con vergencia opuesta o no definida, estructuras tipo pliegue en caja o cabalgamientos en *pop-up* (Sarmiento, 2011) y discordancias angulares progresivas entre otras, son algunas de las características posiblemente relacionadas con la movilidad evaporítica y que se encuentran dentro de unidades cretácicas que conforman esta parte de la Cordillera Oriental.

Aunque la tendencia hacia el norte es que los pliegues tengan longitudes de onda homogéneas, hacia la parte sur de la Sabana de Bogotá algunos de los sinclinales que la conforman —como el sinclinal de Fusagasugá y el sinclinal de Usme— son estructuras relativamente anchas en comparación con los anticlinales que tienden a ser estructuras más apretadas (ej. anticlinal de Soacha, anticlinal de Cheba y anticlinal de Bogotá-Nemocón). Igualmente, los pliegues anticlinales presentan una asimetría singular sin una vergencia clara definida que, al trazar las bóvedas, sus formas resultantes son irregulares o desproporcionadas (Julivert, 1970). Además, la relación

entre muchas de las estructuras anticlinales y sinclinales está caracterizada por omisiones de la serie estratigráfica como sucede a menudo, por ejemplo, en la transición entre el Cretácico Superior (Grupo Guadalupe) y el Terciario (Formación Paleocena de Guaduas y suprayacentes) cuando los flancos de las estructuras son inversos (Julivert, 1963). La interpretación actual más común para estos elementos son las estructuras cuyo mecanismo de plegamiento es el *fault-bend folding* o *fault-propagation folding*, motivo por el cual la Sabana de Bogotá en sus cartografías más representativas (Plancha 247-Cáqueza, 2011; Plancha 228-Bogotá Noreste, 2008; Mapa geológico de la Sabana de Bogotá, 2005; Plancha 209-Zipacquirá, 2003) se muestra con un complejo sistema de fallas limitando las estructuras anticlinales de sinclinales (ej. falla de Soacha, falla de Bogotá, falla de San Miguel y asociadas), enmascarando las principales características del estilo particular de dichas estructuras. Recientemente, Tesón *et al.* (2013), hicieron mención al rol del *buckling* y la importancia de los pliegues generados mediante este mecanismo en las partes internas de un orógeno invertido como la Cordillera Oriental, y advierten sobre la problemática de interpretar estructuras en términos de *fault-bend folding* o *fault-propagation folding* en la parte axial de la Cordillera Oriental tomando como análogo la bien conocida estructura de la falla de Soapaga al norte de la zona. Las interpretaciones de *fault-related folding* habitualmente comportan un mayor acortamiento (Roeder, Dengo & Covey, 1993), al menos 50% mayor que el estimado con interpretaciones de pliegues producidos por mecanismo de tipo *buckling* (Tesón *et al.*, 2013).

Por otra parte, y aunque la posible existencia de zonas exhumadas por plegamiento temprano dentro de la Cordillera Oriental no ha sido detectada en estudios termocronológicos de trazas de fisión (ej. Mora *et al.*, 2010), sí que ha sido reportado y se ha comprobado la influencia de un plegamiento andino temprano en el patrón de subsidencia y la distribución de material sedimentario en la antigua cuenca durante el Paleoceno-Eoceno Inferior (ej. Bayona *et al.*, 2013 en el sinclinal de Fusagasugá al sur de la Sabana de Bogotá; Moretti, 2010; Cortés, 2004; Gómez *et al.*, 2003, 2005 en el sinclinal de Guaduas y Bayona *et al.*, 2010 en el sinclinal de Usme). Dicho plegamiento, también asociado a discordancias progresivas (Julivert, 1963) sugiere una larga historia evolutiva de la parte interna de la Cordillera Oriental aun sin aclarar, sobre todo en comparación con las estructuras andinas principales formadas durante el Neógeno y que caracterizan los piedemontes de la cadena.

Adicionalmente, el comportamiento en profundidad de las estructuras que conforman la parte interna de la Cordillera Oriental hacia el sur y su relación con el basamento cristalino, ha sido un tema de discusión desde los primeros estudios (Campbell y Bürgl, 1965; Julivert, 1970; McLaughlin, 1972). A pesar del interés suscitado, aún no hay un consenso en dicha relación, debido a los ya conocidos problemas de poca exposición de las rocas que conforman el altiplano de la Sabana de Bogotá que en superficie se limitan casi exclusivamente al Grupo Guadalupe del Cretácico Superior y más modernas.

La definición de los mecanismos de plegamiento de las estructuras observadas en la Sabana de Bogotá, su cinemática y cronología de deformación, son claves a la hora de entender la geometría e historia evolutiva de la Cordillera Oriental. El estado actual de los estudios geológicos en la zona sugiere revisar su estilo estructural y además reconsiderar el papel de las formaciones salinas en su definición. ¿Es la sal únicamente un nivel de despegue de cabalgamientos cenozoicos? o ¿existe bajo toda la Sabana de Bogotá —y no solo en la parte norte donde el diapirismo salino es observado en superficie— una importante debilidad salina que controló la edad de plegamiento de las estructuras y su evolución, así como también la depositación sedimentaria durante el Cenozoico? Este tipo de planteamientos ha sido propuesto en otras partes de la Cordillera Oriental y aún es tema de discusión en las estructuras que conforman la Sabana de Bogotá (ej: Piedemonte Oriental, Parravano *et al.*, 2015).

También cabe plantearse ¿cómo son las estructuras en profundidad? ¿existe correspondencia de las estructuras superficiales con el basamento? Más allá de las bien conocidas minas de sal de Zipaquirá y Nemocón es necesaria una actualización de la descripción de los principales elementos que conforman las estructuras hacia el sur de la Sabana incluyendo: grandes flancos invertidos o pliegues con relieve estructural variable y sin vergencia definida, discordancias progresivas, omisiones de series estratigráficas, sinclinales amplios y anticlinales estrechos entre otros.

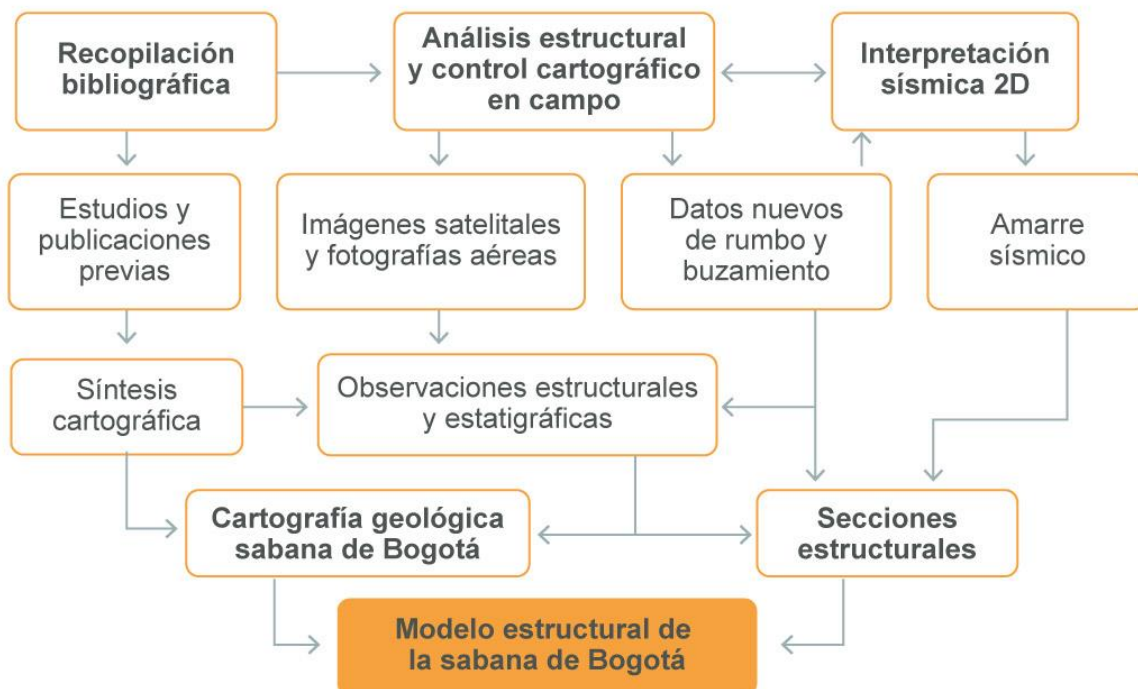
De acuerdo a lo expuesto, como objetivo principal de esta tesis se propone realizar un modelo tectónico actualizado de la zona interna de la Cordillera Oriental en la región de la Sabana de Bogotá, a partir de secciones estructurales seriadas y una nueva cartografía geológica, que tenga en cuenta las principales características del estilo estructural y proporcione argumentos para definir el rol de la sal y la cronología de la deformación. Todo ello debe servir para lograr un mejor entendimiento de la historia y evolución de la parte interna de un *rift* invertido, que sirva también como análogo para

otras zonas de Colombia donde la sal haya podido jugar un papel importante en la evolución tectono-sedimentaria. Con el modelo que resulte de este trabajo se pretende en particular:

- Proporcionar elementos de juicio para comprender la cinemática de las estructuras y la edad del plegamiento.
- Determinar cuál es el papel del basamento y si los pliegues en superficie tienen relación con las estructuras en profundidad.
- Calcular el índice de acortamiento o transporte tectónico de la Sabana de Bogotá.
- Contribuir al entendimiento del rol de la sal bien sea como nivel de despegue y/o desencadenante de fenómenos diapíricos que han sido claves en la historia evolutiva de la Sabana de Bogotá.

1.2. Metodología

Figura 1.2. Metodología empleada para el desarrollo de la investigación.



Para cumplir con los objetivos propuestos, se ha iniciado con una compilación bibliográfica de datos de superficie y observaciones estructurales y estratigráficas de trabajos previos realizados en la zona de estudio (Kammer *et al.*, 2020; Barrera *et al.*, 2019; Teixell *et al.*, 2015; Mora *et al.*, 2013, 2008, 1999; Tesón *et al.*, 2013; Gómez *et al.*, 2005; Sarmiento, 2011, 2001; Bayona *et al.*, 2010, 2003; Cortes *et al.*, 2006; Cortés, 2004; Montes, 2001; Julivert, 1963, 1970). Adicionalmente se han tomado en cuenta las cartografías del Servicio Geológico Colombiano (SGC) de escala 1:100.000 (Mapa geológico de Colombia, 2015; Plancha 247-Cáqueza, 2011; Plancha 228-Bogotá Noreste, 2008; Mapa geológico de la Sabana de Bogotá, 2005; Plancha 209-Zipacquirá, 2003; Plancha 265-Icononzo, 2002; Plancha 227-La Mesa, 2001; Plancha 246-Fusagasugá, 2001; Plancha 208-Villeta, 1998; Mapa geológico del cuadrángulo K11-Zipacquirá, 1975; Cuadrángulo K12-Guateque, 1975; Plancha 210-Guateque, 1975; Plancha 229-Gachalá, 1975).

Una vez compilada toda la información, se georreferenciaron las cartografías y se digitalizaron las principales estructuras y contactos estratigráficos. Este procedimiento fue realizado en *Google Earth Pro* (programa de acceso libre) donde, además, con la ayuda de un modelo digital de elevación del terreno de 30x30 m de resolución, fueron editados los contactos estratigráficos, seleccionadas las zonas de especial interés estructural para visitar en campo y las zonas donde era necesario adquirir nuevos datos de rumbo y buzamiento.

Seguidamente se realizaron tres campañas de campo, dos de ellas entre 30-40 días cada una. La primera de ellas cubrió la parte central y suroriental de la zona de estudio entre los municipios de La Calera, Choachí, Chipaque, Une, Gutiérrez, Soacha, Sibaté, y la parte suroriental de Bogotá. La segunda campaña de campo cubrió la parte suroccidental y norte del área de estudio entre los municipios de Fusagasugá, Pasca, Venecia, San Juan de Sumapaz, Chía, Zipacquirá, Nemocón, Guatavita, Guasca y la parte norte de Bogotá. Una tercera campaña de campo dividida en al menos cinco excursiones cortas de 1-2 días se realizaron a lo largo de toda la zona de estudio.

Con la nueva información adquirida, las observaciones de campo realizadas y los conceptos y cartografías previos, se realiza en *Arcgis* (licencia académica UAB) una nueva cartografía geológica de la zona de estudio.

Posteriormente, se interpretan 400 kilómetros de líneas sísmicas 2D en *Petrel 2015-Schlumberger* (licencia académica UAB) y su amarre en profundidad se hizo con el único pozo perforado sobre la sísmica 2D disponible en la parte sur del área de

estudio. De igual forma, se realiza el modelo de velocidades a partir de las velocidades interválicas obtenidas del pozo con el objetivo de tener un aproximado en profundidad de las estructuras interpretadas con la sísmica 2D.

Las fallas y las superficies de los horizontes interpretados fueron migrados a *Move 2017* (licencia académica de Midland Valley a la UAB) para realizar las secciones estructurales. Se elaboraron un total de 11 secciones estructurales seriadas a lo largo de toda la Sabana de Bogotá. La restitución secuencial de las secciones mediante los algoritmos de restitución de *Move* (*Flow parallel flow* y *flexural slip*) permitió cuantificar la deformación y proponer una secuencia de los eventos deformativos, además de proporcionar elementos de juicio para comprender la cinemática de las estructuras.

Con la integración y análisis de toda la información descrita previamente, se construye un modelo tectónico de la zona de estudio teniendo en cuenta las principales características del estilo estructural, incorporando datos termocronológicos publicados anteriormente y conceptos de tectónica salina.

1.3. Esquema de la tesis

El presente documento se ordena siguiendo las pautas de investigación y metodología mencionadas en el apartado anterior, orientadas a dar respuesta a los objetivos de investigación propuestos.

En primer lugar, se presenta el contexto geológico de la zona de estudio, que incluye su delimitación y división en tres partes. Con ello, dan a conocer sus características geológicas, los rasgos generales de la configuración tectónica y las principales unidades estratigráficas de la parte de la Cordillera Oriental que abarca dicha zona de investigación.

El capítulo tres abarca los resultados de la investigación realizada, bajo la metodología definida. Inicialmente, se describen las principales características de la nueva cartografía obtenida para la Sabana de Bogotá. También se presentan nuevas observaciones en campo que contribuyen a la definición de la geometría y cinemática del plegamiento y su historia evolutiva en esta parte de la Cordillera Oriental. Posteriormente, es mostrado el amarre de la sísmica 2D que se realizó, así como una caracterización de facies sísmicas que permitió la interpretación sísmica 2D que es

descrita y mostrada en 20 líneas 2D interpretadas. Finalmente, se presentan los cortes estructurales seriados a lo largo de la zona de estudio y se describen sus principales características.

Los resultados expuestos en el capítulo tres, dan apertura al siguiente capítulo para sintetizar y discutir las principales problemáticas que se afrontaron durante la investigación. Es así como el capítulo cuatro inicia con la interpretación y discusión sobre las geometrías y particularidades de los pliegues que conforman la Sabana de Bogotá, se aborda el asunto del mecanismo de plegamiento de la zona de estudio y su cinemática, el rol de la sal en las principales estructuras anticlinales y sinclinales, las estimaciones de acortamiento y la posible continuación en profundidad de las estructuras observadas en superficie.

Finalmente, en el capítulo cinco se presentan las principales conclusiones a las que se llega en esta investigación.



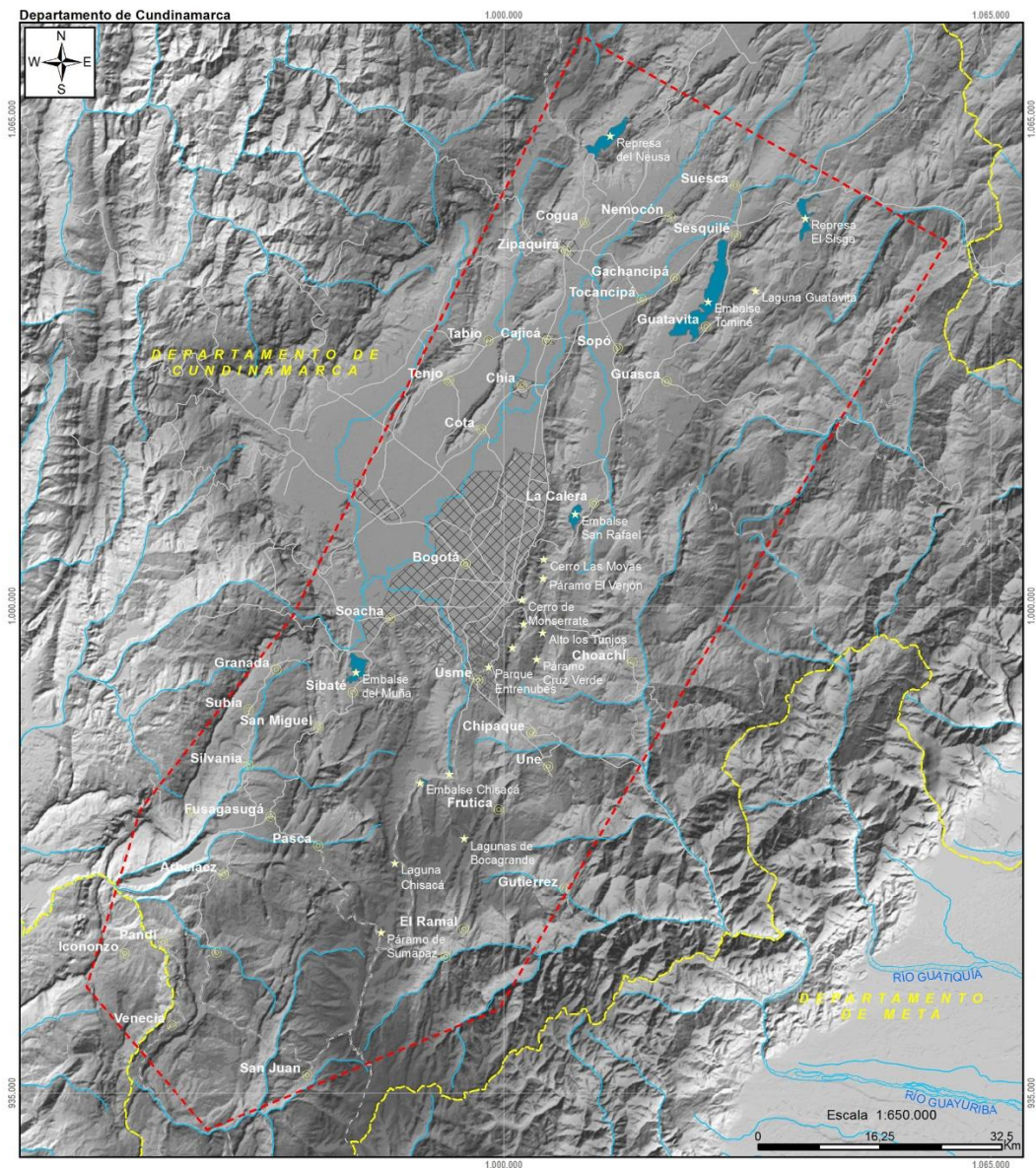
CAPÍTULO 2

Contexto geológico

2.1. Localización zona de estudio

El área de estudio comprende la parte central del departamento de Cundinamarca. Se encuentra localizada en la zona interna de la Cordillera Oriental incluyendo: la Sabana de Bogotá (2600 m.s.n.m.) al norte, los cerros orientales de Bogotá y el extremo norte del páramo de Sumapaz (3700 m.s.n.m.) al este y sur, y las sierras que bordean los municipios de Granada, Sylvania y Tibacuy (2270 m.s.n.m.), al occidente. (Ver figura 2.1).

Figura 2.1. Mapa zona de estudio.



CONVENCIONES

Poblaciones	Límite Departamental	Camino	Vía Tipo 2	Vía Tipo 4	Drenaje Doble	Casco Urbano
Otros	Drenaje Sencillo	Vía Tipo 1	Vía Tipo 3	Vía Tipo 5	Cuerpo de agua	Área de Estudio

2.2. Antecedentes

El análisis tectónico regional de la Cordillera Oriental ha sido extensamente reportado por secciones estructurales que reflejan diversas, y a veces conflictivas, concepciones acerca del estilo estructural dominante (Campbell & Bürgl, 1965; Julivert, 1970; Colletta *et al.*, 1990; Dengo & Covey, 1993; Roeder & Chamberlain, 1995; Cooper *et al.*, 1995; Restrepo-Pace *et al.*, 2004; Toro *et al.*, 2004; Cortés *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2008; Mora *et al.*, 2006, 2008, 2013; Saylor *et al.*, 2012; Tesón *et al.*, 2013; Teixell *et al.*, 2015). Para la zona de estudio, gran parte de las características de las estructuras han sido descritas por Julivert (1961, 1962, 1963, 1970), Mora & Kammer (1999), Cortés *et al.* (2006), Bayona *et al.* (2003, 2010) y Teixell *et al.* (2015). Para tener una mejor claridad en el análisis de los estudios previos realizados en la zona se ha dividido ésta en tres partes (ver figura 2.1.).

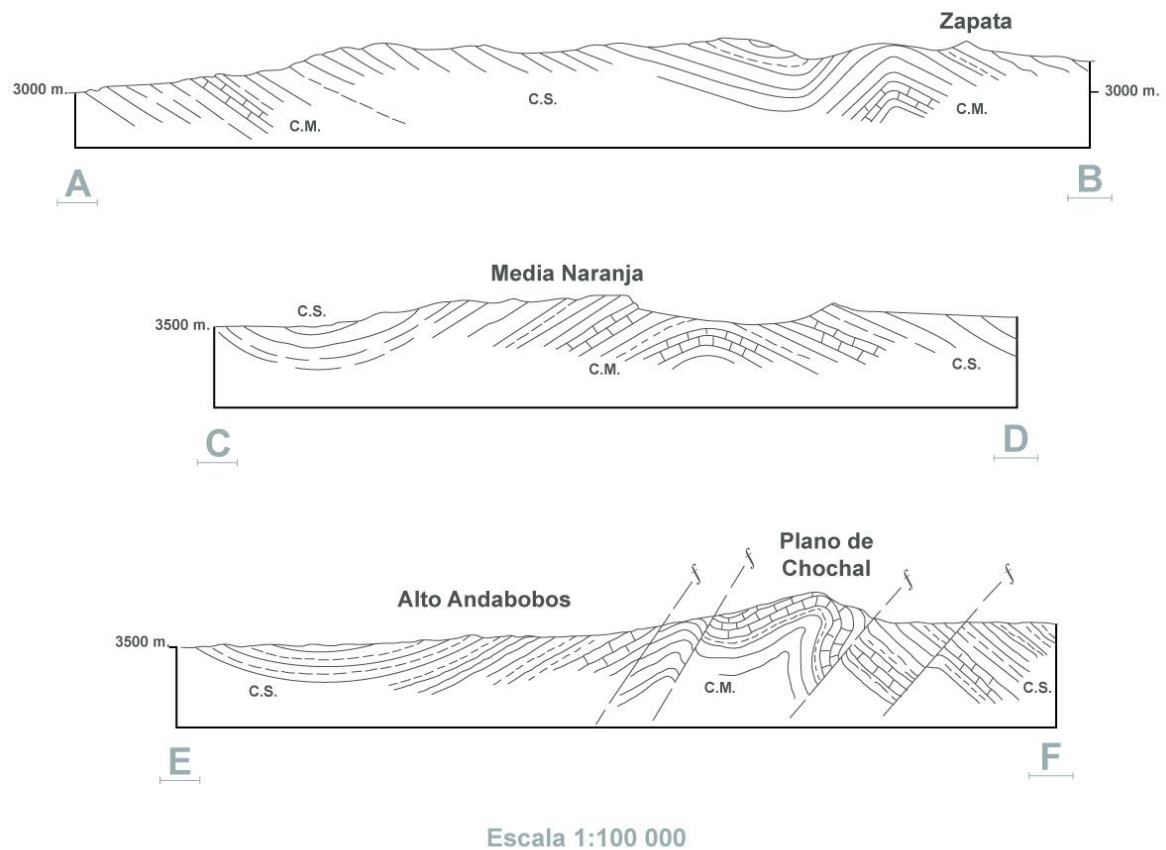
2.2.1. Primera parte

La primera de ellas, al sur, comprende parte del páramo de Sumapaz y el sur de Bogotá, entre Granada, Tibacuy e Icononzo al occidente y Nazareth, Gutiérrez y Choachí al oriente. Durante décadas, gran parte de esta zona ha sido de difícil acceso no solo por su climatología y topografía agreste y cambiante, sino porque ha sido parte del conflicto armado interno colombiano. Durante la elaboración de esta investigación, se firmó el acuerdo de paz entre el gobierno colombiano y la guerrilla de las FARC. Gracias a ello, fue posible desarrollar campañas de campo que permitieron realizar observaciones que no habían sido hechas sobre todo en la parte sureste, entre los alrededores del páramo de Sumapaz y entre las poblaciones de Nazareth y San Juan.

Los escasos estudios previos realizados en esta zona iniciaron con el Servicio Geológico Colombiano (1940) que, en tres cortes geológicos sobre el páramo de Sumapaz, describen el anticlinal de Encenillos, una estructura que limita al oriente con el cierre del sinclinal de Usme y al occidente con el sinclinal de San Juan. En los perfiles publicados (figura 2.2.) puede diferenciarse un anticlinal simétrico conformado en su núcleo por las rocas del Cretácico Medio (CM, en la figura 2.2.), que hacia el sur está limitado por fallas de alto ángulo inclinadas al este y de movimiento normal. La parte externa del anticlinal, así como también el sinclinal de San Juan al oeste, están conformados por el Cretácico Superior (CS, en la figura 2.2.). Hacia el norte, el

anticlinal deja de estar limitado por las fallas normales y es trazado como una estructura simétrica con variaciones en su longitud de onda.

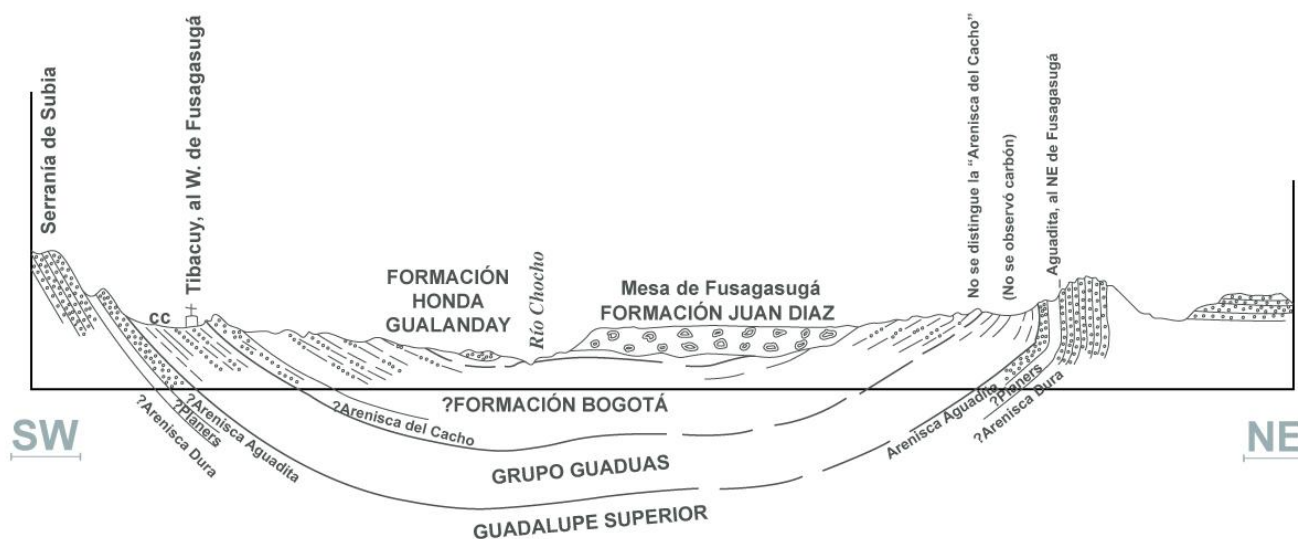
Figura 2.2. Perfiles geológicos del páramo de Sumapaz.



Fuente: Modificado del Servicio Geológico Colombiano (1940).

Posteriormente, Hubach (1957) publicó un perfil sobre el sinclinal de Fusagasugá en el que pueden definirse cambios de espesor en el Terciario, que hacia el flanco oriental del sinclinal se hace más delgado y con las capas del Grupo Guadalupe en posición vertical, además se define la ausencia de la Formación Cacho y de los niveles carbonosos de la Formación Guaduas. Por el contrario, su flanco occidental —a la altura de la población de Tibacuy— presenta capas moderadamente inclinadas en disposición normal. Al oriente del sinclinal se infiere el anticlinal de San Miguel a la altura de la Aguadita, que es trazado como una estructura asimétrica con un flanco occidental vertical y un flanco oriental de inclinación muy baja conformado por la parte superior del Grupo Guadalupe (ver figura 2.3.).

Figura 2.3. Perfil geológico del sinclinal de Fusagasugá.

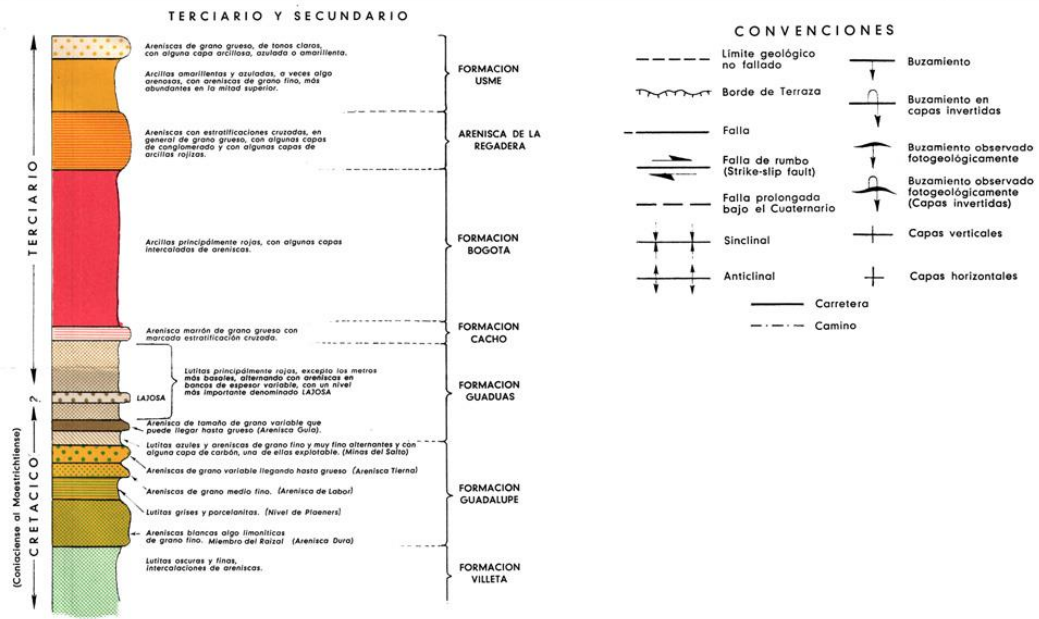
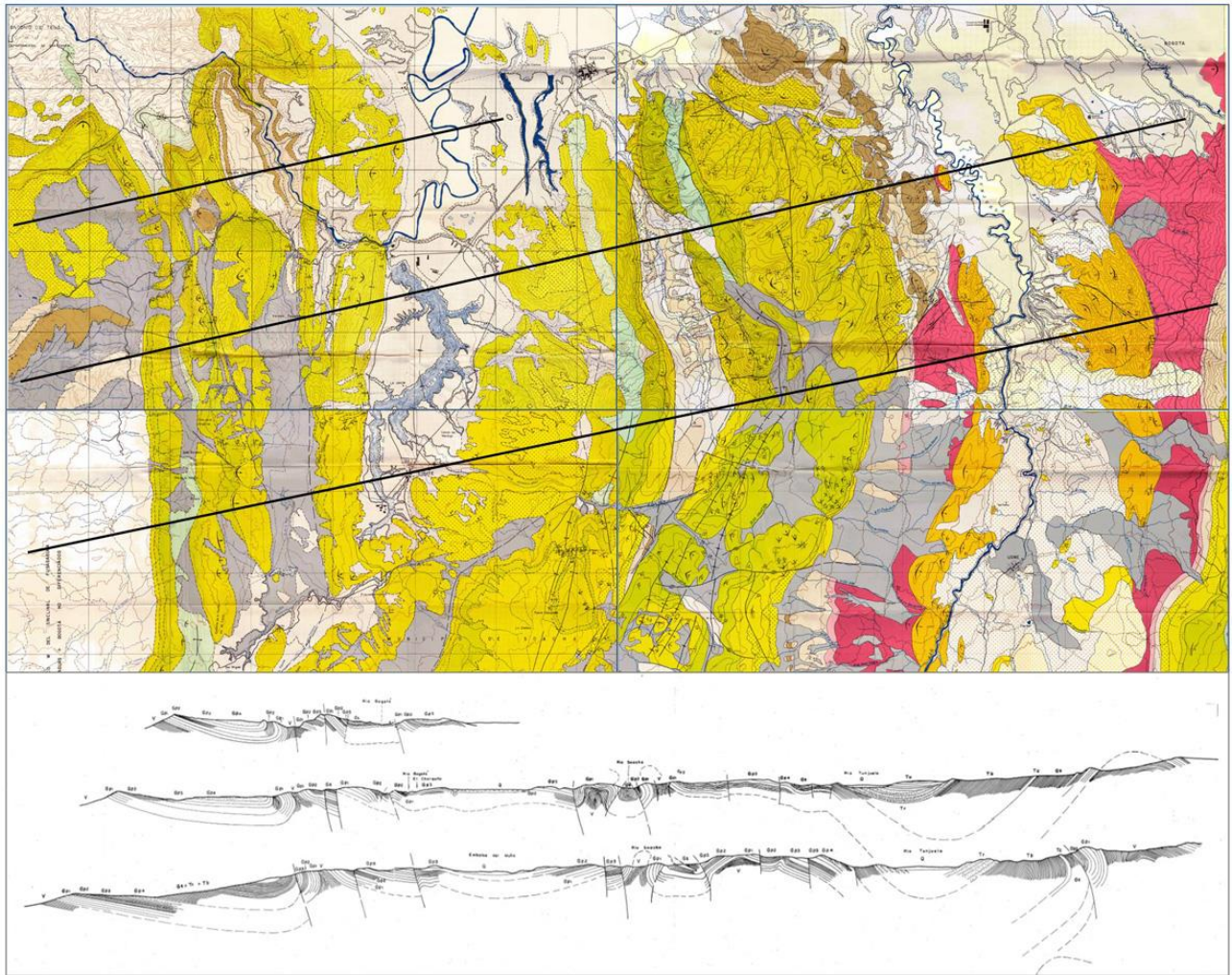


Escala Aprox. 1:100.000

Fuente: Modificado de Hubach (1957).

El primer autor en estudiar la zona al norte del páramo de Sumapaz en conjunto fue Julivert (1963), que hace un trabajo detallado describiendo los principales anticlinales (San Miguel, Soacha, Bogotá) y sinclinales (Fusagasugá, Sibaté, Soacha, Usme) (ver figura 2.4.), caracterizando la asimetría de sus flancos y proponiendo fenómenos de colapso gravitacional y erosión diferencial como mecanismo principal que causa la inversión de las capas. Además, Julivert (1963) reporta el carácter extrusivo de la Formación Chipaque en algunas de las estructuras de menor continuidad lateral en el valle del río Soacha. Reporta por primera vez la existencia de una discordancia progresiva en la Formación Regadera en el flanco oriental del sinclinal de Usme, que es uno de los pliegues más extensos de la Sabana de Bogotá.

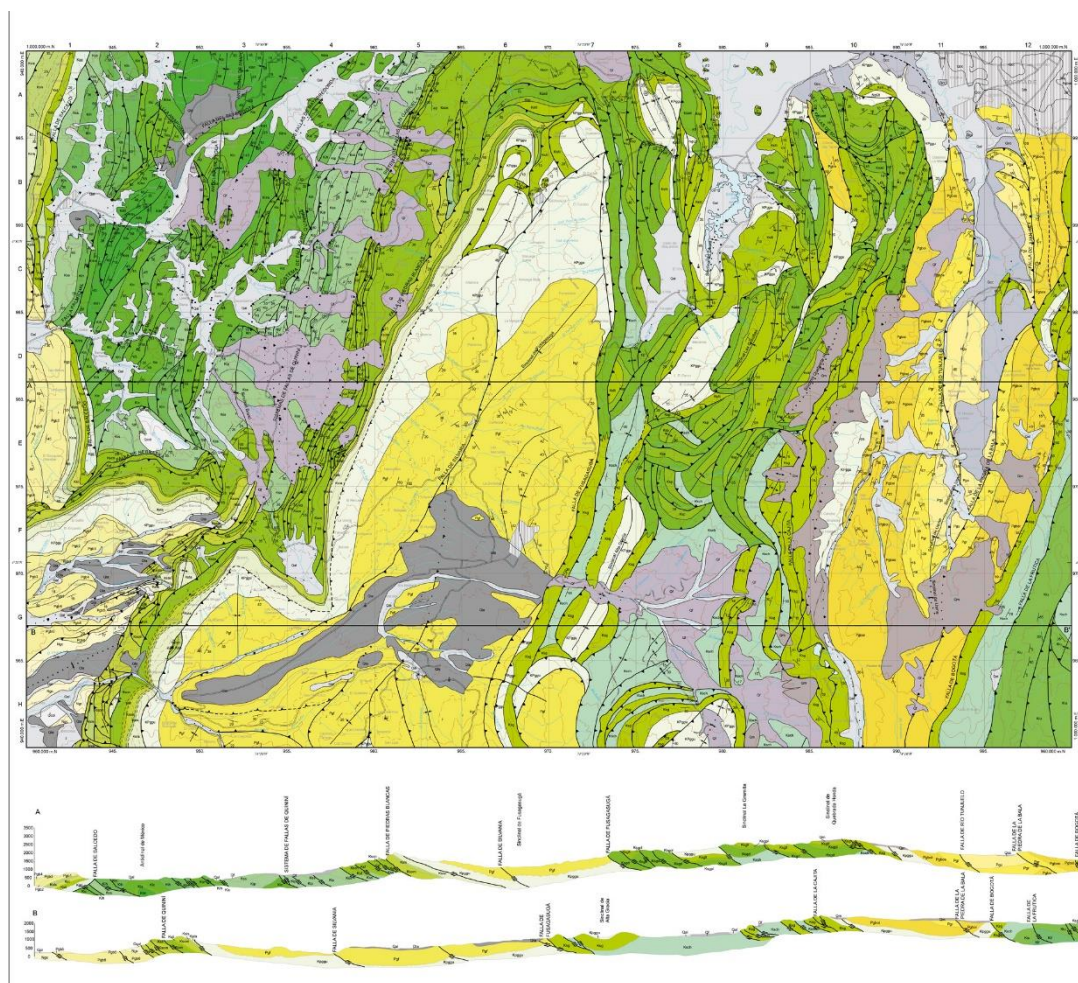
Figura 2.4. Mapa geológico y secciones estructurales ubicadas aproximadamente. Parte axial de la Cordillera Oriental.



Fuente: Modificado de Julivert (1963).

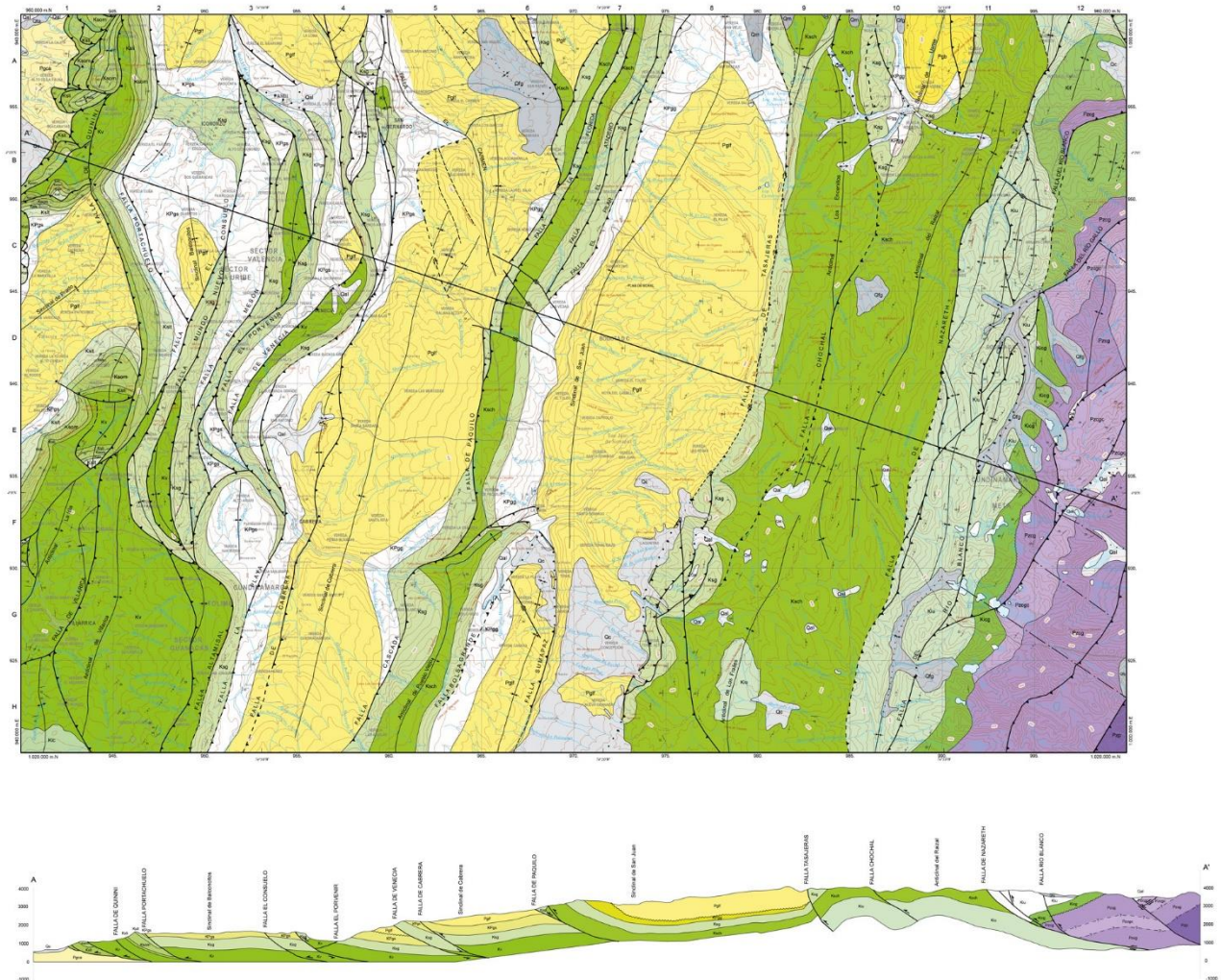
Sobre esta misma zona, el Servicio Geológico Colombiano publica en 2001 la Plancha #246-Fusagasugá (figura 2.5.). A diferencia de la cartografía publicada por Julivert (1963), las estructuras sinclinales y anticlinales se encuentran limitadas por un complejo sistema de fallas con vergencia al oeste principalmente. Son diferenciados los sinclinales de Usme y Fusagasugá como estructuras amplias separadas por un sistema de fallas inversas y pliegues asociados a estas que tienen poca continuidad lateral. Las estructuras sinclinales están además falladas hacia sus núcleos por fallas de poco desplazamiento vertical. En profundidad, ningún pliegue es interpretado por debajo del nivel del mar, limitando considerablemente el análisis geométrico. Sin embargo, se concluye con base en lo descrito en la memoria de la plancha #246, que los pliegues son estructuras formadas por un evento transpresivo debido a colisión oblicua de bloques, el cual genera simultáneamente compresión y desplazamiento en el rumbo. Este evento se ajusta a la tectónica general que dio origen a Los Andes colombianos durante el Terciario (Acosta *et al.*, 2001).

Figura 2.5. Plancha geológica #246 Fusagasugá, escala 1:100.000.



Fuente: Tomado de Acosta *et al.* (1998), Servicio Geológico Colombiano.

Figura 2.6. Plancha geológica #265 Icononzo, escala 1:100.000.

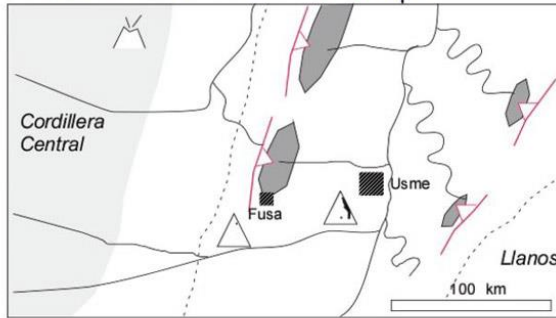


Fuente: Tomado de Acosta *et al.* (1999), Servicio Geológico Colombiano.

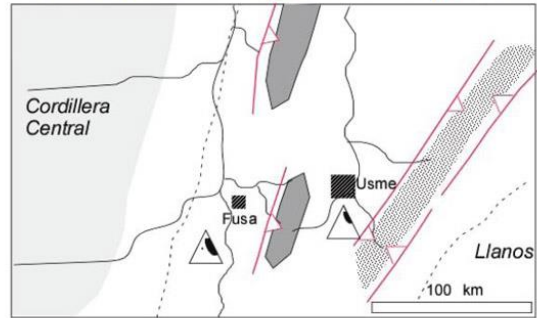
Posteriormente, para esta misma zona, Bayona *et al.* (2003, 2010) analizan la sucesión terciaria de los sinclinales de Usme y Fusagasugá y establecen que durante el Paleoceno-Eoceno temprano, en frente de la Cordillera Central, zonas plegadas emergidas en la actual Cordillera Oriental controlaron la distribución de subsidencia y sus tasas (ver figura 2.7.). La deformación del Paleoceno-Eoceno temprano no se había identificado en estudios de la Cordillera Oriental basados en termocronología (por ejemplo, Mora *et al.*, 2010), sin embargo, había sido reportada por Bayona *et al.* (2003) en el sinclinal de Fusagasugá, por Gómez *et al.* (2003), por Cortés (2004) y Moretti *et al.* (2010) en el sinclinal de Guaduas, al occidente de la Sabana de Bogotá.

Figura 2.7. Mapas paleogeográficos al sur de Bogotá ilustrando zonas levantadas durante el Paleógeno en la Cordillera Oriental.

Paleoceno - Eoceno temprano



Eoceno medio - Oligoceno Temprano



Localidad con plutonismo/ volcanismo Paleoceno reportado por Ordoñez (2001)
 Triángulo de procedencia de las areniscas (QmFLt)

----- posición palinspástica de los sistemas de fallas que limitan la Cordillera Oriental
 - - - - - trazo de los sistemas de fallas activas; triángulo en bloque levantado

Composición de áreas fuente

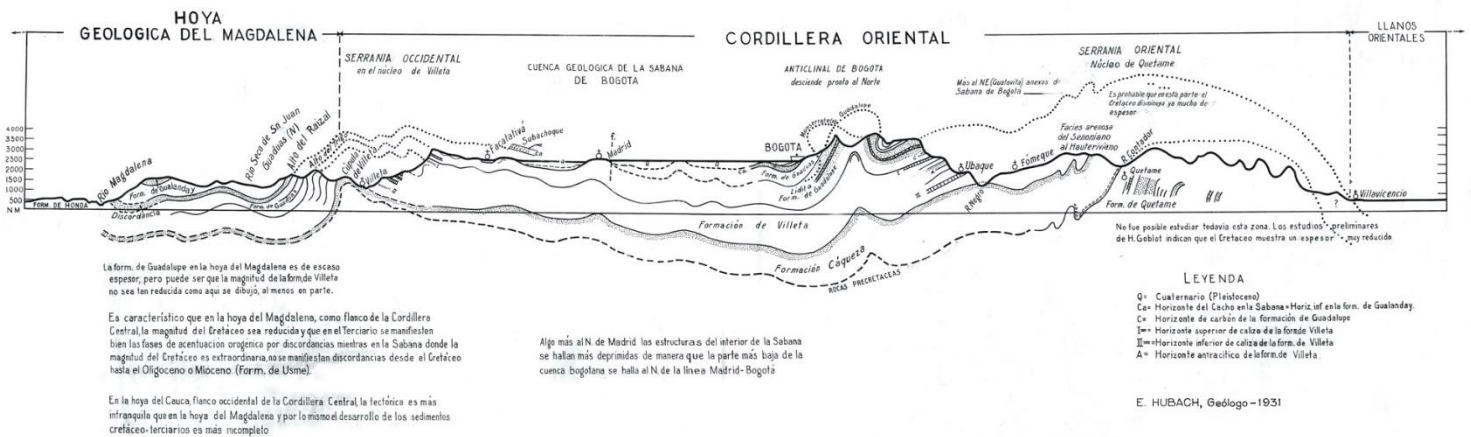
- Cobertera Paleoceno-Eoceno Inferior + Cretácica del flanco Este; circones retrabajados de unidades Paleocenas y Cretácicas
- Cobertera Cretácica del flanco Oeste; circones retrabajados de unidades Cretácicas (> 500 Ma)
- Rocas metamórficas + ígneas + cobertera Cretácica delgada; circones de edad Cretácico Superior, Jurásico, Permo-Triásicas

Fuente: Tomado de Bayona et al. (2010).

2.2.2. Segunda parte

El segmento central de la zona de estudio está representado por el relleno cuaternario sobre el que se levanta la ciudad de Bogotá y los cerros que la flanquean al oriente (ver figura 2.8.).

Figura 2.8. Perfil geológico de la Cordillera Oriental.

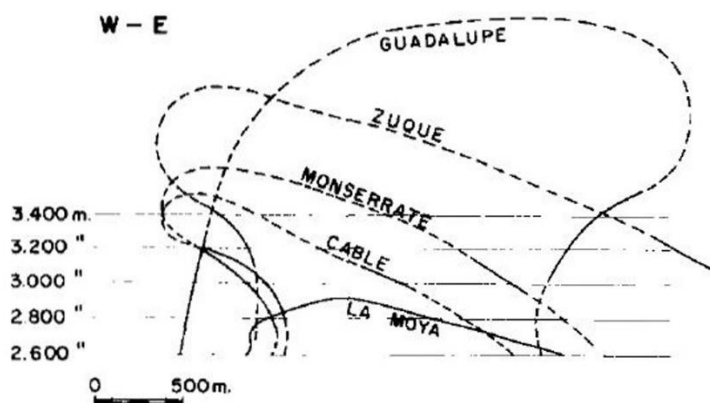


Fuente: Hubach (1931). Servicio Geológico Colombiano.

Hubach (1931) elabora el primer corte para toda la Cordillera Oriental con un modelo estructural basado en pliegues de despegue sin fallas. Adicionalmente, hace una comparación de la estratigrafía entre un flanco y otro del orógeno entre Quetame y Villavicencio al oriente y Villeta y el valle del río Magdalena al occidente; así mismo, describe el anticlinal de Bogotá en la Sabana como un pliegue que desaparece rápidamente hacia el norte pero que presenta importantes variaciones en su geometría y polaridad de las capas, evidenciadas por el trazo de la cúpula del anticlinal a nivel del cerro de Guadalupe y el cerro de Monserrate.

Ujueta (1962) describe los pliegues al oriente de la ciudad de Bogotá como pliegues estrechos con flancos localmente invertidos o fallados. Los trabajos de Julivert (1961, 1962, 1963, 1970) reportan extensamente la geometría de los pliegues mediante secciones detalladas; y en concreto describen el anticlinal de Bogotá como una estructura cuyos flancos presentan una asimetría y cambios de vergencia en distancias muy cortas. Como hemos visto, este autor propone mecanismos para explicar la inversión de los flancos asociados a fenómenos gravitacionales y de erosión (ver figura 2.9.).

Figura 2.9. Reconstrucción hipotética y comparación de las variaciones en la forma del anticlinal de Bogotá en sección. De norte a sur: La Moya, Cable, Monserrate, Zuque y Guadalupe.

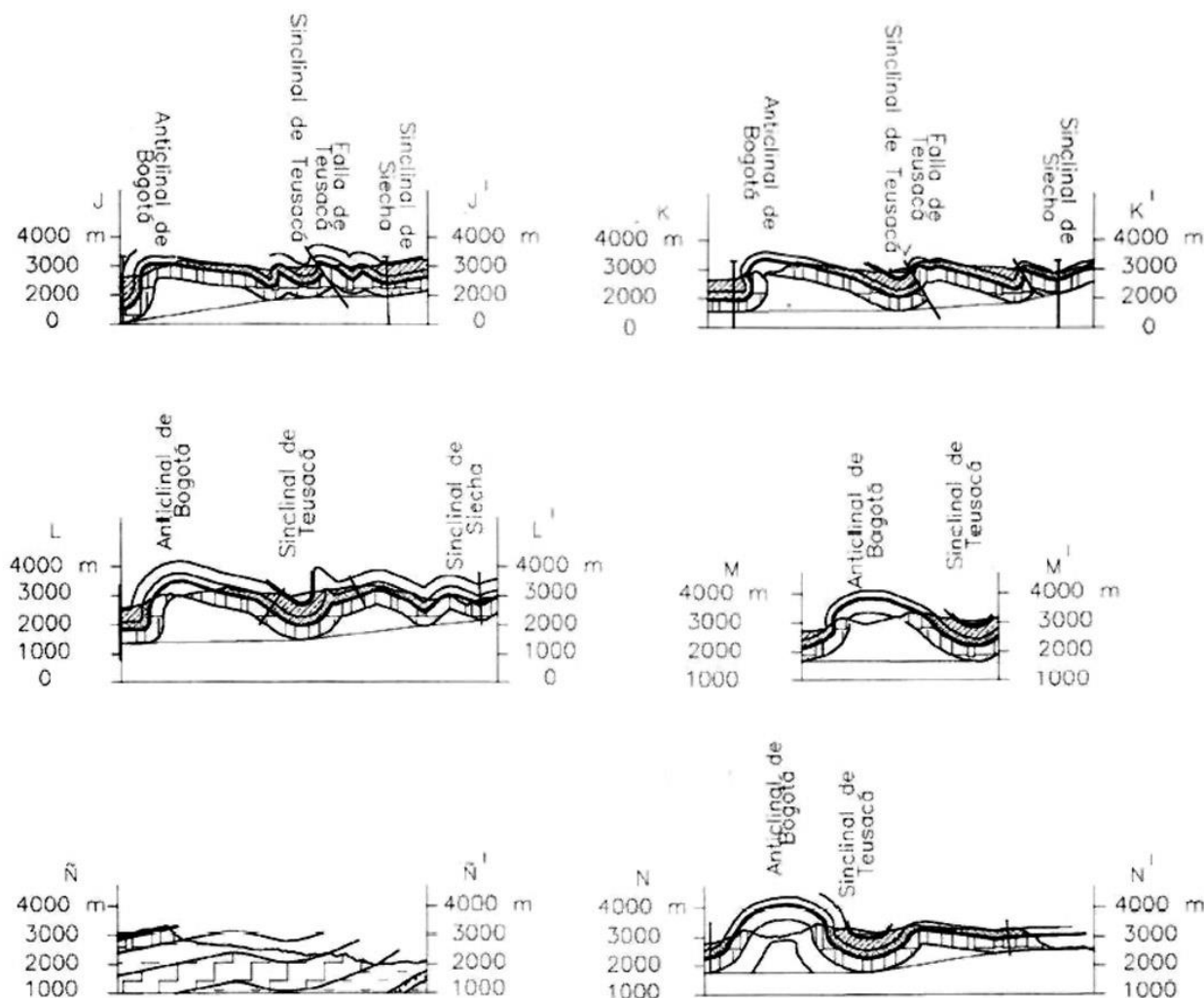


Fuente: Tomado de Julivert (1970).

Posteriormente, Mora *et al.* (1999) mencionan que, al realizar secciones estructurales para el anticlinal de Bogotá con la posición real de los estratos, no se observaron consistencias entre los perfiles contiguos, respaldando la visión de Julivert del papel del colapso gravitacional y la erosión diferencial. Mora *et al.* (1999) clasifican el anticlinal de Bogotá como un pliegue de despegue y proponen los niveles arcillosos de

la Formación Macanal como el nivel de despegue más viable (ver figura 2.10.), aunque la posibilidad de otros niveles de despegue dentro de las unidades cretáceas más altas, también es reportada como probable.

Figura 2.10. Perfiles estructurales del anticlinal de Bogotá y la región del valle del Teusacá al oriente.

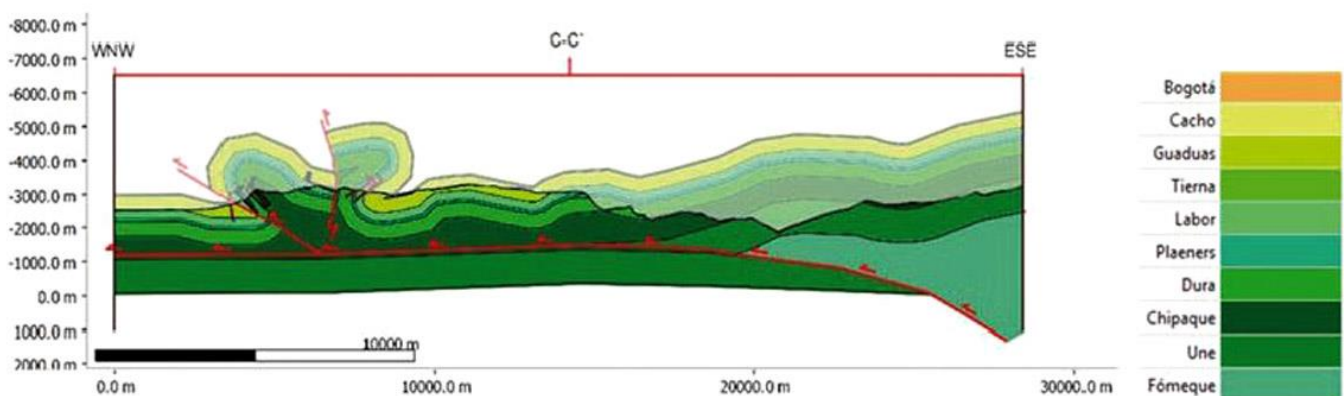


Fuente: Tomado de Mora *et al.* (1999).

Recientemente Barrera *et al.* (2019), a partir del modelo geológico propuesto por Mora *et al.* (1999), hacen una edición cartográfica para el anticlinal de Bogotá y construyen cinco cortes estructurales para definir que el anticlinal de Bogotá puede ser dividido en tres partes con base en las variaciones de polaridad de las capas que conforman sus flancos. Dichas variaciones son explicadas debido a que el anticlinal, a lo largo del

rumbo, presenta diferentes estadios de deformación durante el mismo proceso de plegamiento. Según los autores, la parte norte del anticlinal representa los estadios iniciales de deformación de un pliegue por despegue, mientras que en el extremo sur se definen los estadios más avanzados. El cálculo realizado para obtener el nivel de despegue basal del anticlinal fue hecho usando el método de Epard y Groshong (1995), que es empleado cuando las variaciones de amplitud y longitud de onda son altas. Como resultado, se tiene un pliegue fallado con un nivel de despegue en la Formación Chipaque formado durante el Oligoceno como lo sugieren otros autores (Mora *et al.*, 2013). En profundidad, un cabalgamiento hacia el este de vergencia al oeste, es interpretado como el responsable del acortamiento de la Sabana de Bogotá, que pasa de tener un rellano sobre las lutitas de Macanal más hacia el este a cortar estructuralmente hacia arriba la secuencia, hasta llegar en rellano a los niveles de la Formación Chipaque en la Sabana de Bogotá. Este empuje que viene de este a oeste es el que genera, según los autores, el cinturón de pliegues de despegue que caracteriza esta zona de la cordillera (ver figura 2.11.).

Figura 2.11. Sección estructural sobre el anticlinal de Bogotá.



Fuente: Tomado de Barrera *et al.* (2019).

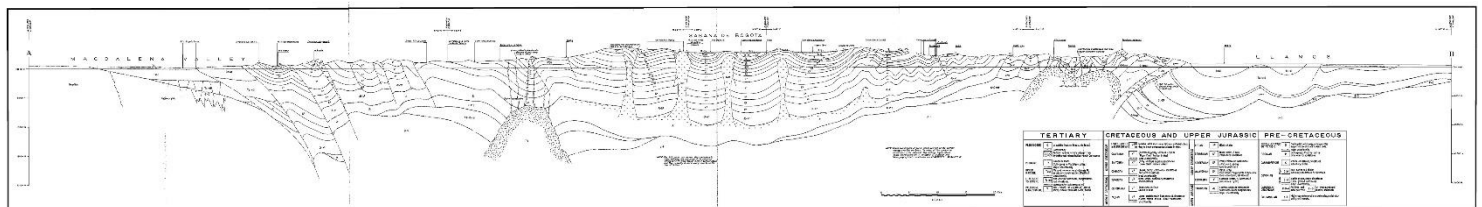
2.2.3. Tercera parte

La tercera parte corresponde a la porción norte del área de estudio. Sobre esta zona se encuentran concentrados quizá la mayor cantidad de estudios geológicos. La parte norte de la Sabana de Bogotá es un *plateau* dentro de la zona axial de la Cordillera Oriental con una deformación menos intensa en comparación con la registrada en los piedemontes. Está caracterizada por pliegues con un relieve estructural homogéneo y

vergencia poco definida. En esta zona, los anticlinales son estrechos y sus ejes sinuosos, mientras que los sinclinales son, por el contrario, amplios.

El primer perfil estructural para la Cordillera Oriental con una caracterización de los pliegues de la Sabana de Bogotá fue realizado por Campbell y Bürgl (1965). En este se representan pliegues anticlinales que, hacia sus núcleos, contienen sal intruída desde capas evaporíticas jurásicas. También es reportado el colapso de algunos de los flancos de los anticlinales, así como también la presencia de fallas verticales de poco desplazamiento asociadas a los diapiros salinos (ver figura 2.12.).

Figura 2.12. Sección estructural de la Cordillera Oriental de Colombia a la altura de la Sabana de Bogotá.



Fuente: Tomado de Cambell y Bürgl (1965).

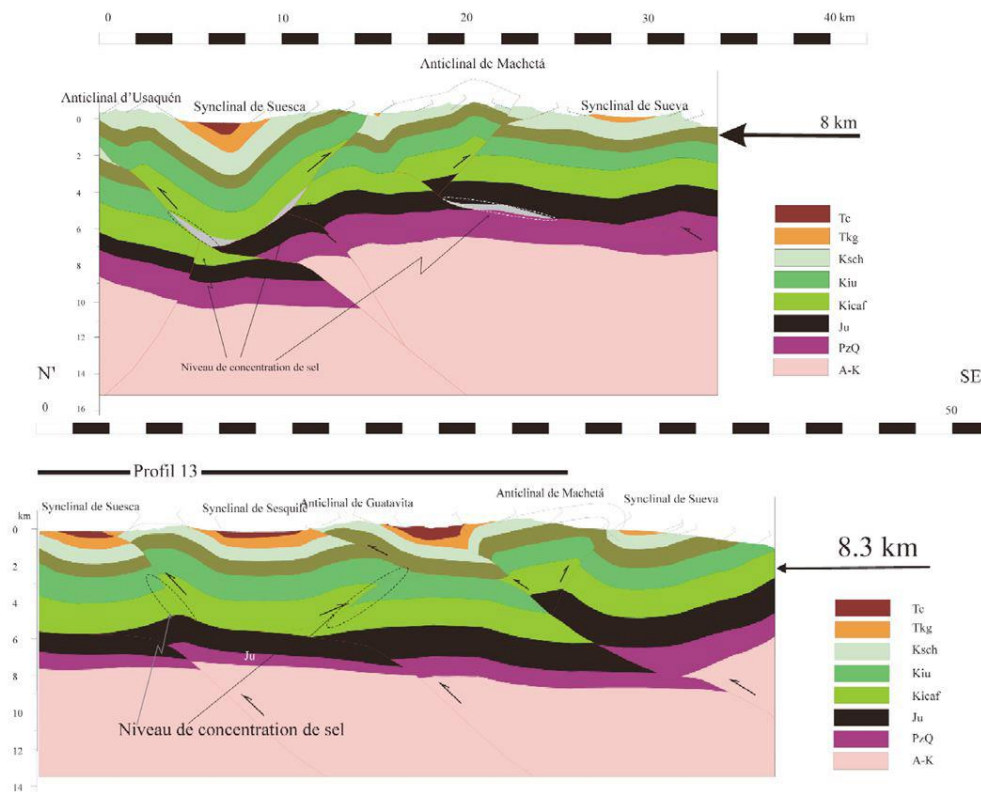
Julivert (1970) describe las estructuras que conforman la Sabana de Bogotá como pliegues delineados por el Grupo Guadalupe que no han sido adaptados pasivamente a la estructura del basamento; es decir, que la cobertera sedimentaria ha tenido un comportamiento mecánico diferente al basamento cristalino. Según Julivert (1970), hay tres mecanismos de deformación que en la Sabana de Bogotá han desarrollado un estilo tectónico propio: por despegue, por inyección o por gravedad. La presencia de masas salinas facilita el comportamiento independiente de la cobertera y más aún, permite que estructuras de inyección estén presentes. La gravedad puede actuar a diferentes escalas, su acción implica el despegue de masas de roca que se mueven gravitacionalmente y en ciertos casos, puede ser por sí sola, la causa del despegue de la cobertera. Según este autor, la existencia de una gruesa secuencia de lutitas debajo de las capas del Grupo Guadalupe, así como la existencia de la sal, podría haber dado un rol más importante al mecanismo de despegue en la Sabana de Bogotá.

McLaughlin en su trabajo de los depósitos evaporíticos del área de Bogotá (1972), así como también en el mapa geológico de Zipaquirá-K-11 (1975), contribuye notablemente con el conocimiento de las principales estructuras diapíricas de la Cordillera Oriental, especialmente las de la Sabana de Bogotá donde se encuentran minas de sal que han sido explotadas desde tiempos pre-colombinos (Zipaquirá,

Nemocón y Sesquilé). En dichos estudios hace una descripción detallada de las geometrías de los núcleos anticlinales de Zipaquirá, Nemocón, Tausa y Sesquilé, que tienen en común que en sus núcleos se encuentra la Formación lutítica de Chipaque. Además, define los depósitos de sal presentes en la Sabana de Bogotá como los más espesos conocidos en Colombia y probablemente los de mayor distribución geográfica. Asigna a estos niveles una edad Turoniano a Coniaciano Inferior de acuerdo a una amonita reportada por Bürgl (1962) y por otros fósiles reportados en los depósitos salinos de Tausa la vieja al norte de Nemocón. Según McLaughlin (1972), la presencia de sal en la Sabana está asociada a bloques colgantes de fallas. El análisis en profundidad de dichas estructuras no es tenido en cuenta dentro de estos estudios y únicamente las interpretaciones geológicas son hechas hasta el nivel del mar.

Sarmiento (2001) y Cortés *et al.* (2004, 2006), son quienes establecen que la presencia de niveles salinos dentro de los estratos Jurásicos y Cretácicos influyen notablemente el estilo estructural de la Sabana de Bogotá (ver figura 2.13.). Sarmiento (2011) concluye que la sal de la Sabana ha migrado a niveles estratigráficos más recientes (por ejemplo, la formación Chipaque en las minas de sal de Zipaquirá y Nemocón) y plantea que dicho movimiento podría ser contemporáneo a la sedimentación, permitiendo así el desarrollo temprano de trampas potenciales asociadas con tectónica salina.

Figura 2.13. Perfiles balanceados de parte de la Sabana de Bogotá con presencia de niveles salinos.



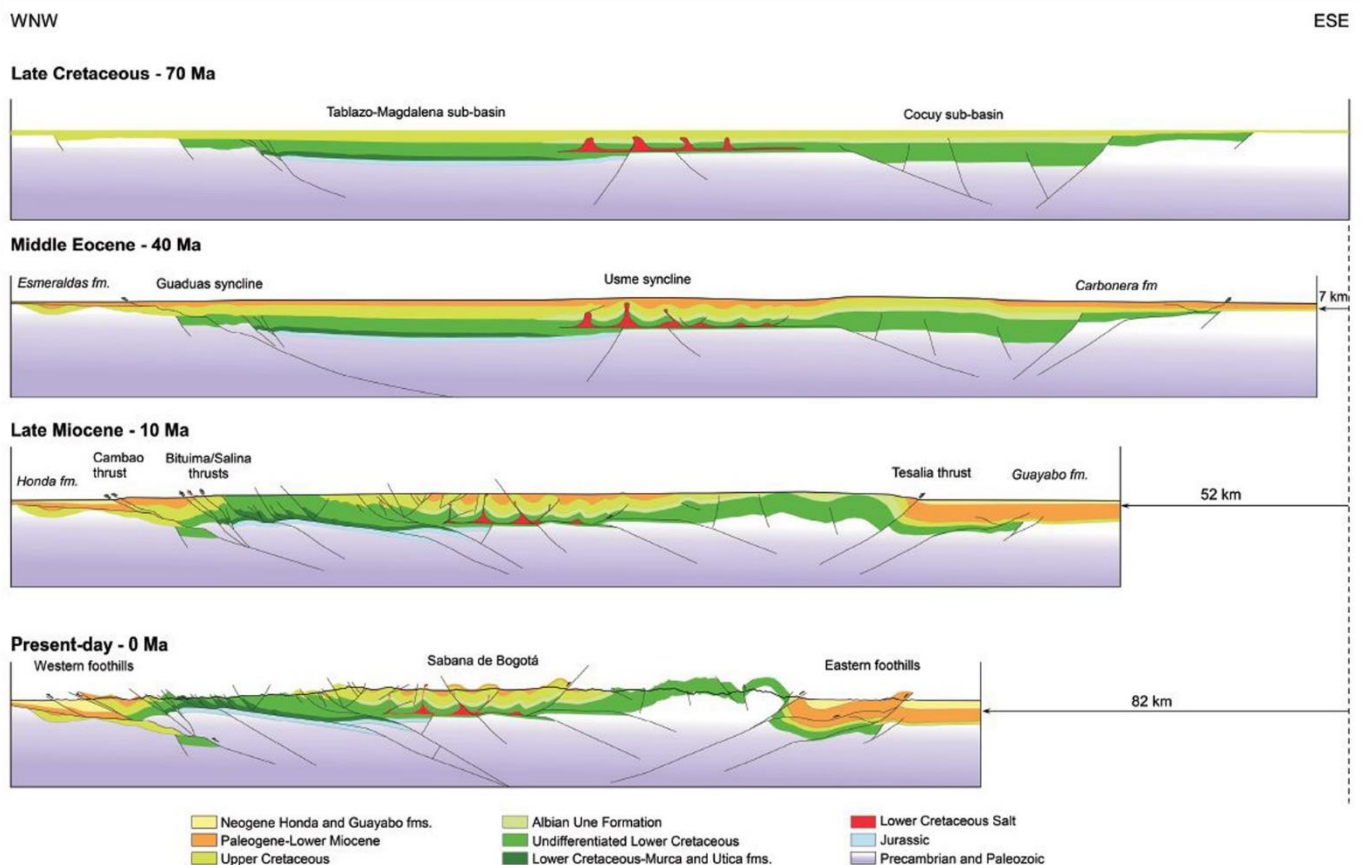
Fuente: Tomado de Cortés (2004).

Recientemente, Teixell *et al.* (2015) proponen que, a diferencia de otros cinturones orogénicos donde su parte interna se encuentra usualmente intensamente deformada con rocas exhumadas y un relieve montañoso alto, la Sabana de Bogotá está conformada por estructuras relativamente simples y dominadas en afloramiento por unidades sedimentarias jóvenes del Cretácico Superior y más recientes (ver figura 2.14.). A pesar que en profundidad estos pliegues tienen poca resolución sísmica y los pozos perforados son muy limitados, ha sido posible establecer sus características principales a partir de las observaciones realizadas en superficie. Son relativamente cilíndricos, con longitudes de onda de 10 km. Los sinclinales son amplios comparativamente con los anticlinales, que en general tienen vergencia poco definida. Estos últimos según Teixell *et al.* (2015) se han formado como paredes salinas diapíricas durante el *rifting* pre-orogénico, luego exprimidos y soldados durante el acortamiento andino, junto con la sedimentación sintectónica y el desarrollo de secuencias halocinéticas. Concluyen que la Sabana de Bogotá puede interpretarse como un cinturón plegado con despegue salino basal en las evaporitas del Cretácico Inferior a una profundidad de aproximadamente 4 km, basados en cálculos de

estimación de nivel de despegue en profundidad mediante el método de Chamberlin (1910) y usando el tope del Grupo Guadalupe como nivel de referencia (ver figura 2.14.). La edad de la sal es aún incierta, aunque posiblemente fue depositada en los niveles del Cretácico Inferior entre las Formaciones Macanal o Fómeque (López *et al.*, 1988).

El análisis de las investigaciones previamente hechas para la zona de estudio, clarifica el detalle de información disponible. La parte norte en la Sabana de Bogotá y los cerros orientales de Bogotá tienen diversos trabajos cartográficos que permiten describir bien sus principales características; sin embargo, el estilo estructural sigue siendo tema de debate en parte por la pobre calidad de los datos en profundidad. La zona sur es la menos explorada y únicamente cuenta con trabajos escasos del servicio geológico colombiano realizadas décadas atrás.

Figura 2.14. Sección estructural balanceada y restituida de la Cordillera Oriental.



Fuente: Tomado de Teixell *et al.* (2015).

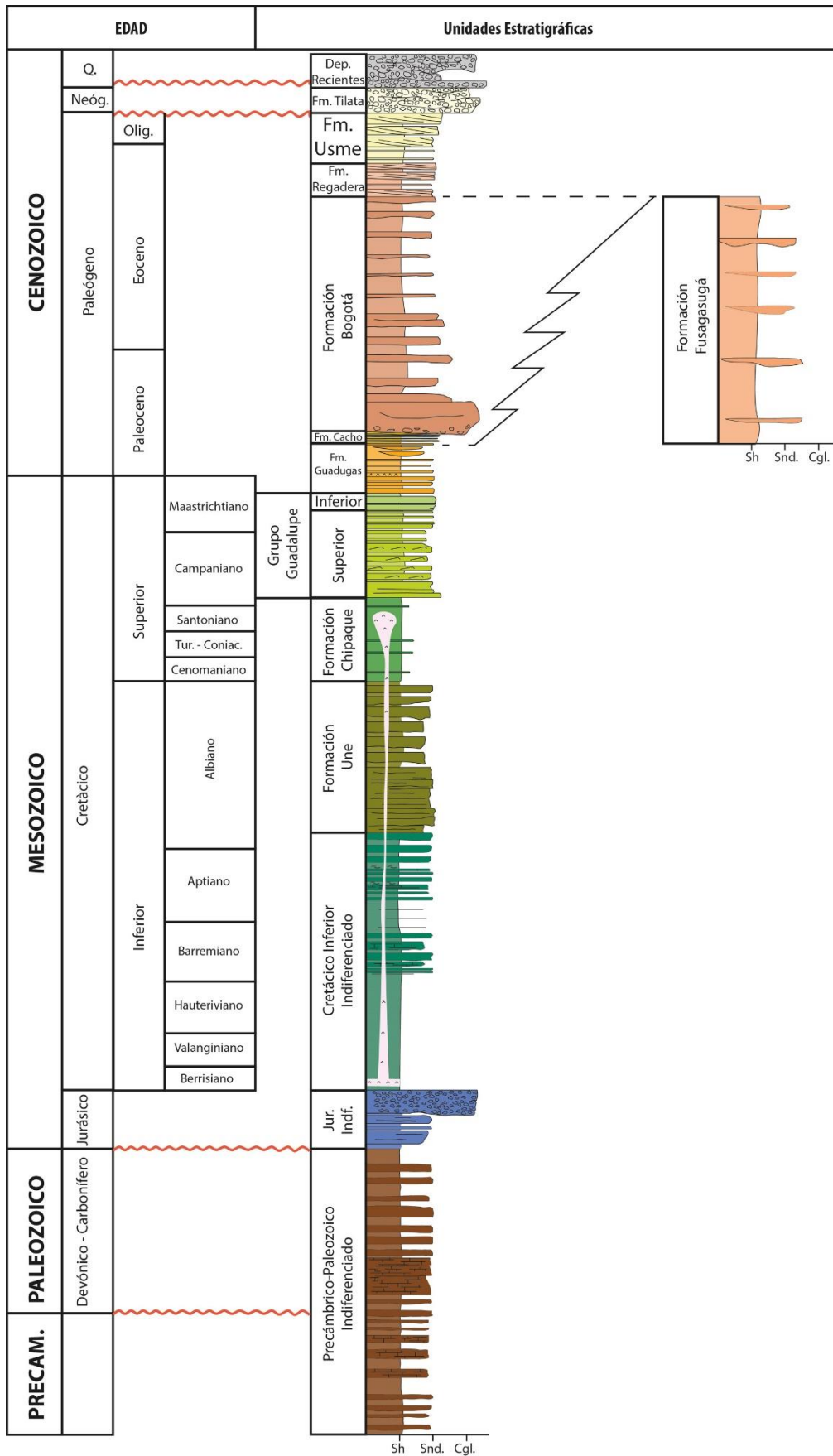
2.3. Estratigrafía

En la zona estudiada de la Cordillera Oriental se evidencian notables variaciones litológicas, lo que —sumado a la pobre exposición de afloramientos— ha hecho difícil el reconocimiento y la denominación de unidades litoestratigráficas, dando como resultado diversas nomenclaturas. Se ha hecho un esfuerzo intentando hacer una compilación estratigráfica que sea representativa para el área de estudio.

La sucesión estratigráfica que aflora a lo largo de la zona de estudio incluye rocas del Paleozoico (no diferenciadas), rocas sedimentarias mesozoicas, cretácicas de origen marino y de origen transicional a continental del Paleógeno y del Neógeno en el Cenozoico. Los depósitos cuaternarios son en general poco potentes y cubren cualquier formación anterior.

La figura 2.15. corresponde a la columna estratigráfica generalizada para este trabajo, mostrando las unidades representadas en la cartografía y utilizadas para la realización de los cortes estructurales. Estas unidades se establecieron con base en los trabajos previos de Bayona (2010), Mora (1999) y Julivert (1963), así como también en las planchas del Servicio Geológico Colombiano (SGC): La Mesa 227 de Ulloa *et al.* (1998); Zipaquirá 209 de Montoya y Reyes (2003); Bogotá Noreste 228 de Corredor y Melo (2015); Fusagasugá 246 de Acosta y Ulloa (2001); Cáqueza 247 de Patiño *et al.* (2011); Icononzo 265 de Caicedo *et al.* (2002); Villavicencio 266 de González y Villalba (2001), así como también el Mapa Geológico de la Sabana de Bogotá publicado por el SGC en 2005. A continuación, se describen las principales unidades reconocidas y utilizadas, de más antigua a más reciente.

Figura 2.15. Columna estratigráfica generalizada para la zona de estudio.

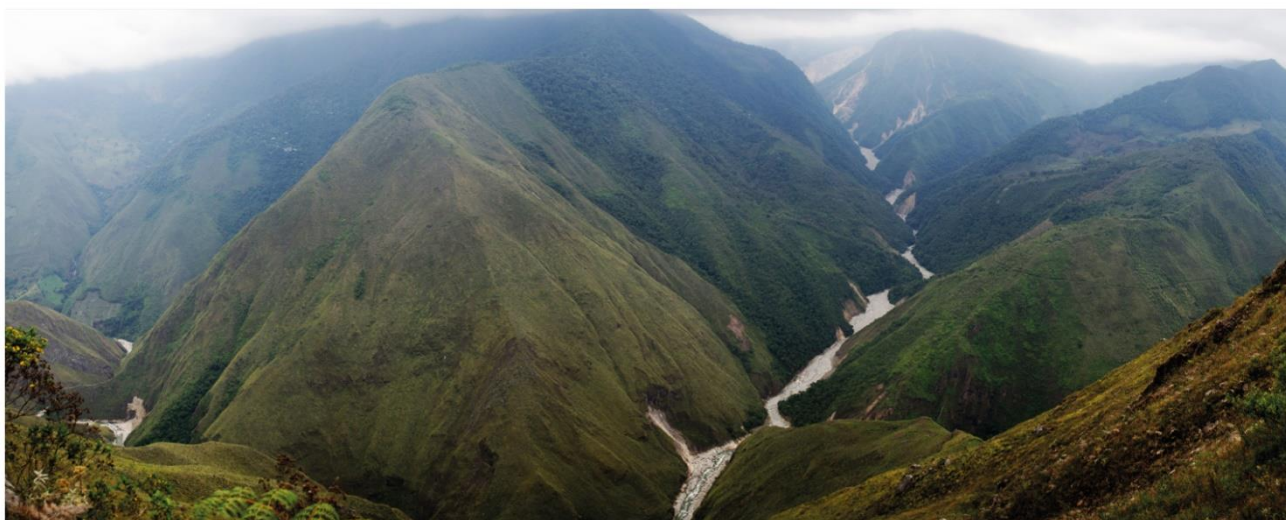


2.3.1. Precámbrico-Paleozoico

De acuerdo a las cartografías del Servicio Geológico Colombiano, se reconocen unidades del Precámbrico-Paleozoico en el extremo sur-oriental de la zona de estudio; específicamente al sur del anticlinal de Frutica, alrededor de las poblaciones de Nazareth y Gutiérrez. Con lo observado en los recorridos de campo, no fue posible diferenciar subunidades internas de esta edad. Únicamente se diferenciaron las morfologías abruptas en el valle del río Blanco, al Sur de Gutiérrez (ver figura 2.16.), por lo cual en la cartografía se hace referencia al Paleozoico sin diferenciar y para su descripción se toma lo relacionado en las memorias de las planchas del Servicio Geológico Colombiano Icononzo 265 (Formación Capas Rojas del Rio Guatiquía) y Cáqueza 247 (Grupos Farallones y Quetame).

De acuerdo con Patiño *et al.* (2011), el Precámbrico-Paleozoico inferior está representado por el Grupo Quetame, conformado de base a tope por las unidades: Filitas y Esquistos de Guayabetal y la Unidad de Lodolitas y Arenas que presentan, según Parra (2000), ligero metamorfismo de tipo regional. A esta unidad le suprayacen la secuencia del Grupo Farallones que es dividido en las formaciones Areniscas de Gutiérrez y Capas Rojas de Guatiquía. Esta última es la secuencia más representativa para el área de estudio y se encuentra aflorando al sur-oriente de Nazareth.

Figura 2.16. Panorámica sobre el valle del río Blanco al sur de la población de Gutiérrez que muestra la morfología de valles con pendientes fuertes donde afloran las rocas de edad paleozoica.



E

W

Descripción litológica

La secuencia estratigráfica del Paleozoico, definida para el páramo de Sumapaz por Valderrama *et al.* (1989) y Martínez *et al.* (1989), se encuentra en alrededores de Nazareth y está representada por 1700 m de la Formación Capas Rojas del valle del Guatiquía. Según Caicedo *et al.* (2002), esta formación se utiliza en el mismo sentido con que se cartografió en la Plancha 266 Villavicencio (Pulido *et al.*, 1998). La sucesión inicia con 370 m de cuarzoarenitas de grano grueso con intercalaciones de arcillolitas y calizas, seguidas por 250 m de calizas oscuras con lodolitas calcáreas. Continúan 240 m de arcillolitas rojas y verdes alternando con cuarzoarenitas. Posteriormente se encuentran 220 m de rocas calcáreas grises a negras y finalmente 650 m de intercalaciones de cuarzoarenitas y arcillolitas silíceas.

Posición estratigráfica y edad

A esta secuencia se le ha asignado una edad Carbonífero Superior-Pérmico, según varias dataciones paleontológicas (Kehrer, 1938; Trumphy, 1943; Renzoni, 1965 y Trapp, 1968; en Cortes y De la Espriella, 1985). Arias *et al.* (1990) reportaron fauna que corresponde a la parte más superior del Missisipiano —parte media del Pensilvaniano—. De acuerdo a su posición estratigráfica, esta unidad se puede correlacionar con las Capas de Laguna Chingaza (Caicedo *et al.*, 2002).

Interpretación sedimentológica y tectónica

La evolución tectónica Paleozoica se inicia durante el Cámbrico medio-tardío cuando se forma el supercontinente Gondwana. Posteriormente, la orogenia Taconiana tuvo una gran influencia sobre el cratón Amazónico colombiano, debido a la acreción del terreno Chibcha de afinidad oceánica contra el margen continental de Gondwana (Martínez, 2016), produciendo una marcada discordancia por encima del Cambro-Ordovícico. La secuencia sedimentaria durante el Devónico-Carbonífero está en relación discordante sobre el terreno Chibcha y el cratón amazónico, y es interpretada como depósitos de una cuenca de antepaís.

Martínez y Upegui (1989) presentan una interpretación paleoambiental de las secciones estratigráficas de esta unidad, iniciando en condiciones de plataforma marina somera, seguido por depósitos de barras de marea y un posterior depósito por debajo del nivel de acción de las olas mostrando un gran evento transgresivo con pequeños pulsos regresivos. Un nuevo pulso transgresivo se inicia con la secuencia de calizas grises hacia la parte media-superior de la formación (Caicedo *et al.*, 2002).

2.3.2. Mesozoico

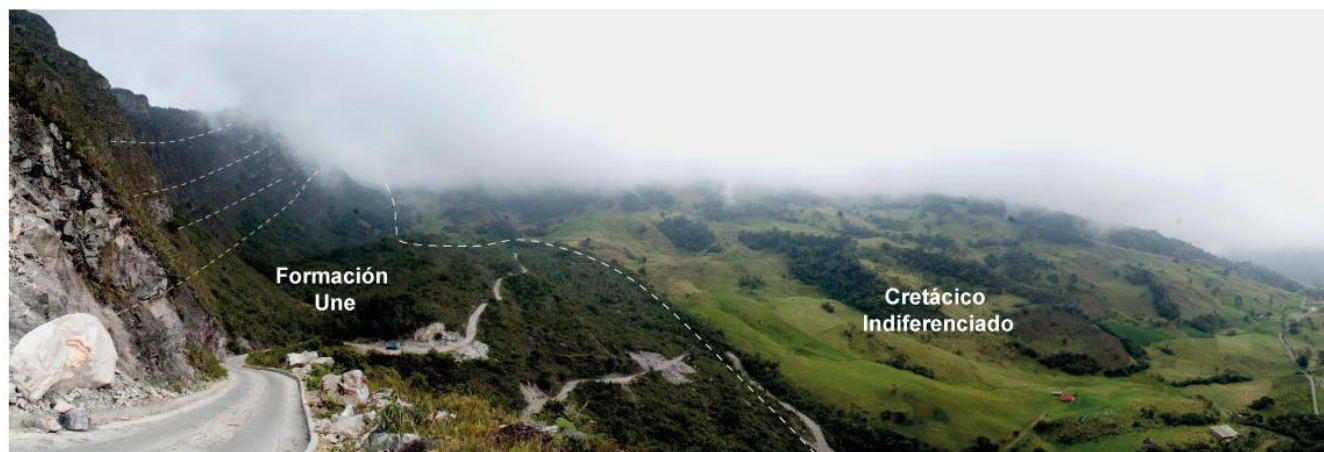
La mayor secuencia mesozoica es la cretácica que, incluyendo localmente depósitos jurásicos y paleocenos, se han descrito como una megasecuencia limitada por discordancias regionales. A gran escala, las rocas cretácicas representan un ciclo transgresivo-regresivo con la máxima superficie de inundación cerca del límite Cenomaniano-Turoniano, correspondiendo con el máximo nivel eustático del Mesozoico. Sobre esta tendencia a gran escala, varios ciclos transgresivos-regresivos más pequeños son evidentes (Sarmiento, 2001).

Durante el Mesozoico se inicia una fase extensiva que genera una cuenca de *rift* en la actual Cordillera Oriental, que es dividida en dos segmentos limitados entre sí por una paleo-falla de transferencia. Al norte se hallan las subcuencas de Tablazo y Cocuy, y al sur la subcuenca de Cundinamarca, que para el Cretácico alcanza espesores máximos de 7 km (Sarmiento, 2001). En esta subcuenca, según Bürgl (1960, 1964, 1967), la incursión marina cretácica inundó áreas continentales desérticas que facilitaron las condiciones para la formación de evaporitas.

Cretácico Inferior indiferenciado

Se ha delimitado esta unidad que comprende las formaciones que se encuentran estratigráficamente por debajo de la Formación Une y que definen el inicio de la sedimentación marina cretácica. Las unidades basales del Cretácico se encuentran hacia la parte oriental y sur-oriental del área de estudio, entre los municipios de Choachí al norte y Nazareth al sur. En esta franja aparece la Formación Fómeque (ver figura 2.17.) y le infrayace la parte más superior del Grupo Cáqueza, la denominada Formación Areniscas de Cáqueza (o de las Juntas, en Mora *et al.*, 2008).

Figura 2.17. Panorámica tomada al oriente de la población de El Ramal. Muestra el contacto entre las areniscas grises cuarzosas de la Formación Une (izquierda) con la secuencia del Cretácico Inferior indiferenciado (Formación Fómeque). Flanco occidental anticlinal de Frutica. (Coordenadas 74°7'W; 4°11'N).



W

E

2.3.2.1. Grupo Cáqueza

La referencia original para el Grupo Cáqueza corresponde a Hubach (1957) que lo describe como una sucesión de areniscas cuarcíticas, arcillas esquistosas, esquistos, lutitas negras y un conglomerado cuarcítico basal que aflora en la carretera Bogotá-Villavicencio entre el puente sobre el río Cáqueza y la población de Quetame. Ulloa *et al.*, (1988) dividen el grupo en tres unidades: Brechas de Buenavista, Lutitas de Macanal y Arenisca de Cáqueza. Ésta última, fue designada por Hubach (1957), y su localidad tipo está ubicada en los altos de la población de Cáqueza. En Pulido y Gómez (2001), Renzoni (1968) la denomina Formación Alto de Cáqueza y señala en su descripción que la unidad está conformada por lutitas, calizas y areniscas de grano fino a medio. Espinosa (1986) establece la sección tipo sobre la carretera Cáqueza-Una y realiza el levantamiento estratigráfico de la misma. La unidad presenta un espesor de 130 a 250 m.

Por otro lado, el nombre original de la Formación Fómeque proviene del municipio localizado 20 km al sureste de Bogotá. La localidad tipo la definió Hubach (1957) con base en la sección de la carretera Chipaque-Cáqueza, donde la unidad presenta un espesor de 500 a 600 m.

Descripción litológica

Para la Formación Areniscas de Cáqueza, Espinosa (1986) midió 250 m sobre la carretera Cáqueza-Une encontrando predominancia de capas de areniscas intercaladas con arcillolitas, seguidas por niveles de intercalaciones de calcoareniscas y cuarzoareniscas con limolitas y arcillolitas.

La Formación Fόμεque está conformada en la base por capas de lodolitas y limolitas, con intercalaciones menores de areniscas de grano fino. La parte media de la unidad se encuentra dentro de una sucesión predominantemente lodolítica con capas de cuarzoarenitas de grano fino, masivas, también se presentan niveles de biomicritas junto con lodolitas con bivalvos. En la parte superior de la unidad se observan capas de lodolitas con intercalaciones de capas medias de areniscas de grano fino.

Posición estratigráfica y edad

El contacto de las Areniscas de Cáqueza con la infrayacente Formación Lutitas de Macanal —cuando ésta existe— es concordante y neto (Espinosa, 1986); sin embargo, en el área de estudio se infieren las Areniscas de Cáqueza en contacto discordante directamente sobre las rocas paleozoicas. En cuanto a su contacto superior con la Formación Fόμεque se observa concordante y transicional, como lo señalan Renzoni (1968) y Pulido y Gómez (1998). La edad de la Formación Areniscas de Cáqueza fue definida por Espinosa (1986) con base en datación de amonitas y correlaciones regionales, ubicándose en el Hauteriviano.

El contacto de la Formación Fόμεque con la suprayacente Formación de Areniscas de Une es concordante y neto. Los espesores totales según diversas planchas del Servicio Geológico Colombiano son inferidos porque esta secuencia generalmente está cubierta por vegetación y derrubios. Guerrero (2002) determina una edad Barremiano Inferior basados en numerosas especies de amonitas reportadas a la base de la unidad. Hubach (1957) sugiere que la parte superior podría corresponder a gran parte del Albiano.

Interpretación sedimentológica y tectónica

Durante el Cretácico Inferior se desarrolla la fase principal del *rifting* en la zona, generándose sistemas de cuencas de semi-graben amplias, mayores a 180 km de ancho, donde fueron depositadas sedimentos de origen marino como las formaciones arcillosas de Macanal y de Fόμεque. Ambas se encuentran separadas por la

formación Areniscas de Cáqueza que representa una breve etapa de menor subsidencia tectónica y mayor aporte de sedimentos.

2.3.2.2. Formación Une

Se observan excelentes exposiciones de esta unidad sobre el río Taguaté al este de Gutiérrez, sobre la vía Gutiérrez-Fosca (ver figura 2.18.). Igualmente, sobre el carreteable que desde Une conduce al páramo de Frutica al sur. Esta unidad presenta una morfología abrupta por los potentes paquetes de areniscas compactas que caracterizan gran parte de la unidad y que la hacen fácilmente cartografiable.

La sección tipo de la Formación Une se encuentra al sureste de Bogotá, en la carretera Bogotá–Villavicencio, entre Chipaque y Cáqueza (Hubach 1931b, en Rodríguez, 2000), donde presenta un espesor entre 400 y 500 m. Renzoni (1962) mide 892 m en cercanías a Choachí. Rodríguez (2000) levanta otra sección más al sur sobre el río Taguaté al suroccidente de Gutiérrez donde se estimaron 905 m de esta formación. La variación de su espesor es una constante, siendo mayor al sur.

Figura 2.18. Capas de areniscas cuarzosas con geometrías lenticular intercaladas con arcillolitas negras con alto contenido de materia orgánica. Parte media de la Formación Une. Flanco oriental del sinclinal de Teusacá en la vía entre Une y Gutiérrez. (Coordenadas 74°0'W; 4°19'N).



SE

NW

Descripción litológica

Presenta en su parte inferior una sucesión de areniscas cuarzosas de grano fino a medio, gris clara a oscura en capas cuneiformes. La parte media y superior consiste

en una sucesión alternante de capas de areniscas cuarzosas con trazas de materia orgánica intercaladas con arcillolitas grises oscuras y negras (Rodríguez, 2000).

Posición estratigráfica y edad

Según Rodríguez (2000) tanto el contacto inferior con la Formación Fómeque (ver figura 2.17) como el contacto superior con la Formación Chipaque son concordantes y neto, aunque el contacto superior también se observa de tipo transicional rápido. La edad de las Areniscas de Une, según los análisis paleontológicos realizados por diversos autores y sintetizados en el trabajo de Rodríguez (2000), es Albiano-Cenomaniano.

Interpretación sedimentológica y tectónica

Depósitos de *post-rift* fueron acumulados desde el Albiano y durante el Cretácico Superior. La subsidencia termal *post-rifting* produjo una cuenca regional tipo SAG cubriendo actualmente las cuencas del Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental y Llanos, representadas en su inicio por los sedimentos de la Formación Une. Rodríguez y Ulloa (1976), proponen un ambiente de depósito marino-deltaico. Según Sanabria y Téllez (1992), la Formación Une es el producto de un delta dominado por las mareas y localmente ríos de baja sinuosidad en la llanura deltaica. Para Arciniegas y Montoya (1992), la asociación de las litofacies pertenece a un sistema deposicional de isla-barrera y llanura costera asociada en el sector de Une–Fosca (Caicedo *et al.*, 2002).

2.3.2.3. Formación Chipaque

Las mejores exposiciones de esta unidad se encuentran en la vía que desde Bogotá conduce a Cáqueza, allí fue denominada por Hubach (1931) la primera referencia de esta formación. No obstante, a día de hoy no hay una sección definida como tipo que muestre las principales características de esta unidad. Posiblemente esto se deba a que la Formación Chipaque tiene un comportamiento muy plástico y sus replegamientos hacen muy complejo la medición precisa de la serie.

Adicionalmente se observan buenas exposiciones de esta unidad sobre la vía Bogotá–Choachí (ver figura 2.19.) y hacia el sur de la zona de estudio entre las poblaciones de Nazareth y San Juan de Sumapaz.

Figura 2.19. Afloramiento de la Formación Chipaque al norte de la población del mismo nombre. Arcillolitas negras friables con algunas intercalaciones de areniscas finas. Páramo Cruz Verde, núcleo del anticlinal de Bogotá. (Coordenadas 74°03'W; 4°30'N).



E

W

Descripción litológica

La base de la unidad se encuentra conformada por una sucesión monótona de capas finas a medias de arcillolitas negras (*black shales*) muy friables, con intercalaciones de areniscas arcillosas negras de grano fino con bivalvos, y de calizas arenosas, micritas negras y bioesparitas. La parte media está conformada por intercalaciones de capas de arcillolitas moderadamente friables de color negro con areniscas de grano muy fino. La parte superior se encuentra conformada por una secuencia arcillosa con intercalaciones de arenisca cuarzosa de grano fino, clara, masiva con icnofósiles de *Thalassinoides* (Caicedo *et al.*, 2002).

Posición estratigráfica y edad

El contacto con la infrayacente Formación Une es neto y concordante por el cambio litológico entre areniscas y lodolitas. El contacto superior con la Formación Arenisca Dura es transicional rápido, la zona de transición está enmarcada en las intercalaciones de lodolitas y arcillolitas con capas gruesas de areniscas.

El espesor de la unidad, según Rodríguez (2000), es próximo a 1100 m en el área de Choachí, aunque Renzoni (1968) reportó únicamente 450 m. Según Rodríguez (2000),

en su síntesis de las dataciones paleontológicas realizadas por varios autores, establece el rango de edad entre el Cenomaniano, en parte, y el Turoniano-Santoniano.

Interpretación sedimentológica y tectónica

Durante este periodo el nivel base tectono-eustático alcanzó el nivel más alto durante el Mesozoico en la zona de la actual Cordillera Oriental (Sarmiento, 2011). De acuerdo con Villamil (1993), dicho aumento del nivel produjo una profundización y una notoria disminución del aporte detrítico a la cuenca. Esto permitió la sedimentación lenta de *black shales* que son la roca generadora de hidrocarburos para el sistema petrolífero productor de los piedemontes de la Cordillera Oriental, así como también de las cuencas de los Llanos y Valle del Magdalena.

Según Caicedo *et al.* (2002), la unidad presenta características de depósitos de plataforma con poca influencia clástica, mientras que Ulloa y Rodríguez (1976) sugieren un ambiente marino de aguas poco profundas y circulación restringida. Guerrero y Sarmiento (1996) interpretan ambientes marinos por debajo del nivel de acción del oleaje, hasta llegar incluso a estar por debajo del nivel de acción de tormentas o muy cerca de éste.

2.3.2.4. Grupo Guadalupe

Las primeras descripciones del Grupo Guadalupe fueron realizadas por Hubach (1931, 1957, 1957), siendo posteriormente redefinido por Renzoni (1962, 1968). Pérez y Salazar (1978) establecen formalmente cuatro subunidades al oriente de Bogotá: las Formaciones Arenisca Dura, de Plaeners, de Labor y Tierna. Con el objeto de tener una mejor claridad en la cartografía, en este trabajo se dividió al Grupo Guadalupe en Grupo Guadalupe Inferior (Formación Arenisca Dura) y Grupo Guadalupe Superior (Formaciones de Plaeners, de Labor y Tierna).

El Grupo Guadalupe es el conjunto de rocas más representativo del altiplano de la Sabana de Bogotá, ya que conforma casi todas las estructuras tectónicas aflorantes, siendo la unidad más expuesta a lo largo de toda la zona de estudio, cartografiable de forma clara. En general, las mejores exposiciones de esta unidad se encuentran en los cerros orientales de Bogotá y en el alto El Rajadero, en la vía que conduce de Bogotá a Choachí (ver figura 2.20.).

Figura 2.20. Panorámica del cerro del Rajadero o Peñas de la Bruja, sección tipo del Grupo Guadalupe. Unidad con litología predominantemente arenosa conformada por tres formaciones, Formación Arenisca Dura y Formación Arenisca Labor y Tierna, separadas por la Formación arcillosa Plaeners. Vía Bogotá-Choachí.



Grupo Guadalupe Inferior

Formación Arenisca Dura

Buenos afloramientos de esta unidad se observan sobre la vía Bogotá-Choachí, así como en las áreas del páramo de Cruz Verde y Cerro El Zuque (ver figura 2.21.) donde las capas se presentan en posición invertida. Su sección tipo está en el denominado Cerro El Cable. (Pérez y Salazar, 1978). Adicionalmente, se observa en buenas condiciones en el extremo suroccidental de la zona de estudio, en la vía Bogotá-Subia, entre los municipios de Tibacuy y Cumaca y en la vía Pandi-Venecia.

Descripción litológica

La base de la unidad se encuentra como capas de areniscas cuarzosas de grano fino, color blanco, tabulares, masivas, y con intercalaciones de capas de areniscas muy finas. Hacia la parte media y superior se observan capas de cuarzoarenitas de grano fino a medio, bien seleccionadas con intercalaciones de arcillolitas negras y grises. Es común observar ondulitas e icnofósiles de thalassinoides. Al tope de la unidad se presentan capas de areniscas cuarzosas blancas masivas, algunas con intercalaciones de capas de cuarzoarenitas de grano medio a grueso. Presentan intercalaciones de capas delgadas y medias de lodolitas y arcillolitas grises.

Figura 2.21. Afloramiento de la parte Inferior del Grupo Guadalupe. Secuencia de areniscas cuarzosas de grano fino con algunos niveles de arcillolitas grises silíceas. Presencia de ondulitas hacia la base de las areniscas lo que indica inversión de las capas. Cerro del Zuque, SE de Bogotá. Flanco occidental del anticlinal de Bogotá. (Coordenadas 74°04'W; 4°32'N).



Posición estratigráfica y edad

El contacto superior con la Formación Plaeners es concordante y neto, mientras el contacto inferior con la Formación Chipaque es transicional ya que esta última pasa de una sucesión limosa a areno-limosa en la zona de contacto. Ulloa *et al.* (1988) midió el espesor de la Formación Arenisca Dura en 429 metros en el flanco oriental del Anticlinal de Bogotá y de 546 m en el flanco occidental. De acuerdo con Hubach (1958, en Etayo, 1964) la edad de la formación es Santoniano-Campaniano.

Grupo Guadalupe Superior

Formación Plaeners

Las mejores exposiciones de esta unidad se observan sobre la vía Choachí-Bogotá, cerca del páramo El Verjón y en los cerros orientales de Bogotá. Algunas exposiciones son observadas también en el valle del río Soacha (ver figura 2.22.). La referencia original de esta unidad es de Hubach (1931), redefinida por Renzoni (1968). Sin embargo, el nombre de esta unidad fue propuesto formalmente por Pérez y Salazar (1978) para la unidad litoestratigráfica que reposa concordantemente sobre la Formación Arenisca Dura y subyace a la Formación Areniscas de Labor.

Figura 2.22. Formación Plaeners en el valle del río Soacha. (Coordenadas 74°12'W; 4°29'N).



Descripción litológica

Está constituida por capas intercaladas de arcillolitas, limolitas, areniscas y fosforitas. Las arcillolitas son laminadas, las limolitas silíceas, resistentes, con fractura concoidea, las areniscas son ortocuarcíticas de grano fino a muy fino, resistentes. Hay algunas capas delgadas de fosforita compuestas por vertebras y huesos de pescado. Las rocas son de colores generalmente blanco a gris claro y negro, Pérez y Salazar (1978).

Posición estratigráfica y edad

El contacto inferior con la Formación Arenisca Dura es neto y concordante, ya que cambia de capas arenosas potentes a capas arcillosas. El contacto superior con la Formación Labor Tierna es transicional rápido, ya que se pasa de limolitas silíceas y arcillolitas a paquetes arenosos espesos.

El espesor de la unidad de acuerdo con Guerrero (2002) es de 70 m. La edad de la Formación Plaeners según Pérez y Salazar (1978) es Maastrichtiano Temprano, mientras que Föllmi *et al.* (1992) (en Vergara y Rodríguez, 1997) en la región de Tausa le asigna un rango Campaniano Superior a Maastrichtiano Temprano.

Formación Labor-Tierna

Esta es la unidad que define las principales estructuras anticlinales de la zona de estudio y tiene una expresión morfológica fuerte. Sus mejores exposiciones se observan a lo largo de la vía Bogotá-Choachí (ver figura 2.23.) en los páramos del Verjón y Rajadero, en los cerros orientales, en Usme y en Soacha en la vía Bogotá-San Miguel y Bogotá-Granada.

Pérez y Salazar (1978), en su estudio sobre la estratigrafía y facies del Grupo Guadalupe, definen formalmente las Formaciones Arenisca de Labor y Arenisca Tierna al oriente de Bogotá. Dada su similitud litológica y su expresión cartográfica estas dos unidades se mapean como una sola unidad.

Figura 2.23. Afloramiento de la parte superior del Grupo Guadalupe. Secuencia de areniscas cuarzosas de grano medio intercaladas con areniscas de menor tamaño, presencia de algunos niveles arcillosos. Flanco oriental sinclinal de Teusacá, vía Bogotá-Choachí. (Coordenadas 73°58'W; 4°33'N).



Descripción litológica

En los flancos del sinclinal de Teusacá, en el flanco este en el páramo de Rajadero, aflora extensamente como capas medias a gruesas de arenisca cuarzosa de color gris y beige bien seleccionada, friable, en capas tabulares. Se observan además icnofacies de thalassinoides e intercalaciones de capas delgadas de lodolita negra con estratificación ondulosa a *flaser*.

En el páramo El Verjón se observa una secuencia de aproximadamente 80 m de espesor, mientras que Pérez y Salazar (1978) miden 180 m de esta formación en la quebrada La Vieja en el alto La Cruz de los cerros orientales.

Posición estratigráfica y edad

El contacto entre la infrayacente con la Formación Plaeners es transicional rápido. El contacto superior con la Formación Guaduas es neto y concordante, observado en el cambio de areniscas a arcillolitas rojizas de la Formación Guaduas.

De acuerdo con Montoya y Reyes (2005) la edad de Arenisca de Labor y Tierna no es más antigua que Maastrichtiano Inferior. Así mismo señalan que Martínez (1989) (en Sarmiento, 1992) reporta la zona bentónica *Siphogenerinoides bramlettei*, a la que considera de edad Maastrichtiano Tardío.

Interpretación sedimentológica y tectónica

Durante el Cretácico más superior continuó la subsidencia termal en la Cordillera Oriental, cuando la acreción de un terreno oceánico en el occidente colombiano creó una deformación orogénica compresional en frente de la actual Cordillera Central. Paralelamente, durante el Santoniano-Maastrichtiano, una regresión generalizada fue registrada por las facies de llanura costera del Grupo Guadalupe. Según Sarmiento (2011) esta unidad representa dos ciclos de progradación de la línea de costa hacia el occidente, así como también agradación y retrogradación dominadas por areniscas costeras, ricas en cuarzo derivado del Escudo de Guyana (Cooper *et al.*, 1995). La regresión no ocurrió continuamente, si no que fue puntuada por eventos menores transgresivos registrados por las facies fosfáticas y silíceas de grano fino de la Formación Plaeners (Föllmi *et al.*, 1992).

Formación Guaduas

Los afloramientos de esta unidad son muy restringidos. Está presente al sur en Usme, en el valle del río Soacha (ver figura 2.24.) y en el páramo de Sumapaz, entre la vía de Nazareth y la laguna de Chisacá con un espesor muy reducido. De igual forma, se observan pequeños afloramientos entre Soacha, Subia y Sylvania y en la vía que conduce de Fusagasugá a Tibacuy. Hacia el norte, es diferenciada morfológicamente en los amplios valles que conforman la Sabana de Bogotá. De Porta (1974) indicó que

el nombre de esta unidad procede de la población de Guaduas, situada en el borde occidental de la Cordillera Oriental sobre la carretera Bogotá-Honda.

Figura 2.24. Panorámica sobre el valle de Soacha. Exposición de los niveles arcillosos varicoloreados de la Formación Guaduas que son explotados por la industria ladrillera.



Descripción litológica

De acuerdo con Julivert (1963), esta formación es principalmente lutítica, aunque con intercalaciones de areniscas. Hacia la base, el aspecto de la unidad es similar a la parte superior del Grupo Guadalupe; sin embargo, las areniscas son de grano predominantemente más fino. Después de un nivel de areniscas llamado informalmente areniscas guía (Hubach, 1957), la litología es más variable y aparecen lutitas rojas con algo de yeso y con mantos de carbón. En Usme, Bayona (2010) mide 300 m de esta formación y la describe como un intervalo que se caracteriza por presentar a la base múltiples intercalaciones de lodolitas rojizas, lodolitas varicoloreadas con estructuras biogénicas formadas por raíces. En la parte media se presentan capas delgadas de arenitas con restos vegetales. En el tope se presentan capas delgadas lenticulares de arenitas lodosas que posteriormente pasan a capas de arenitas lodosas.

Posición estratigráfica y edad

Según la literatura tanto el contacto inferior con la Formación Labor-Tierna como el contacto superior con la Formación Cacho son concordantes y netos. Sin embargo, al sur de la zona de estudio donde hay pliegues con flancos invertidos, el límite Guadalupe-Guaduas presenta faltantes de secuencia tanto en la parte alta del Grupo Guadalupe como la parte baja de la Formación Guaduas (Julivert, 1963). De igual

forma, McLaughlin (1971) afirma que existe un hiato de erosión entre Guadalupe-Guaduas.

El límite Cretácico-Terciario se encuentra en esta unidad: por análisis palinológico Sarmiento (1992) le asigna una edad Maastrichtiano Tardío-Paleoceno (Sarmiento, 2011).

Interpretación sedimentológica y tectónica

Desde finales del Cretácico Superior y durante el Paleógeno, la acreción de terrenos oceánicos que conforman la actual Cordillera Occidental genera deformación orogénica en la Cordillera Central y desencadena inversión tectónica incipiente de las cuencas extensionales mesozoicas (Sarmiento, 2011). Con base en datos termocronológicos, Parra *et al.* (2009) definen una propagación en dirección al oriente del frente de deformación de la Cordillera Central durante el Cretácico Superior.

Durante el Maastrichtiano-Paleoceno Inferior, arcillolitas con capas de carbón de la Formación Guaduas fueron depositadas en ambientes de llanura costera paralítica y llanuras aluviales (Laverde, 1979; Fabre, 1985a; Sarmiento, 1992, 1993). Según Sarmiento (1993), el límite inferior de la Formación Guaduas es generalizado por superficies de inundación marinas. Hacia la parte superior, se registra una regresión general y el consecuente cambio de ambientes marinos costeros a llanuras aluviales (Sarmiento, 2011).

2.3.3. Cenozoico

La sedimentación cenozoica inició antes del crecimiento total de la Cordillera Oriental en un contexto de cuenca de antepaís de retro arco de las cordilleras Occidental y Central sometida a deformación interna por estructuras en crecimiento. Los primeros depósitos continentales indicativos de una cuenca colmatada aparecen en el Maastrichtiano-Paleoceno Inferior (Formación Guaduas), que para algunos autores son los que marcan los estadios iniciales de la inversión tectónica de la Cordillera Oriental (Sarmiento, 2001; Bayona *et al.*, 2008; Teixell *et al.*, 2015). Los sinclinales de la Sabana de Bogotá preservan formaciones de origen continental a transicional de edad entre el Paleoceno y Oligoceno Inferior, cubiertas discordantemente por secuencias fluvio-lacustres del Mioceno y Cuaternario (Julivert, 1963; Andriessen *et al.*, 1993; Torres *et al.*, 1996).

2.3.3.1. Formación Cacho

Esta unidad aflora en la vía Bogotá-Choachí, en el páramo El Verjón. Al sur de Bogotá se observa en Usme y Fusagasugá (ver figura 2.25.), y hacia el norte de la Sabana su localidad tipo está en el pico el Cacho, en el municipio de Zipaquirá. Esta capa de areniscas es muy característica en toda la región de la Sabana de Bogotá (Julivert, 1963). Fue referenciada por Scheibe en 1918 y redefinida por Hubach (1945) y Campbell (1962) como Horizonte del Cacho para referirse a areniscas de colores amarillos hasta ocre rosado con algunos bancos de arcillas abigarradas.

Figura 2.25. Panorámica sobre el municipio de Tibacuy que muestra la expresión morfológica de la parte superior del Grupo Guadalupe, la Formación Guaduas y Formación Fusagasugá. Flanco occidental del sinclinal de Fusagasugá.



S

N

Descripción litológica

Bayona (2010), midió 103 m de esta unidad caracterizada por la aparición de juegos de capas delgadas de geometrías ondulosas de arenitas cuarzosas altamente cementadas con intraclastos intercaladas con lodolitas varicoloreadas. En la parte media se observan espesos juegos de capas de arenitas con laminación horizontal y cruzada planar con una intercalación de lodolitas grises moteadas. Hacia el tope se presentan capas muy gruesas con geometrías canaliformes y escasas intercalaciones de lodolitas varicoloreadas.

McLaughlin (1971) describe esta formación como una secuencia con un espesor máximo en Zipaquirá de 400m de areniscas cuarzosas de grano grueso a localmente conglomeráticas, friables, y con estratificación cruzada.

Posición estratigráfica y edad

Tanto el contacto inferior con la secuencia predominantemente lodolítica de la Formación Guaduas como el contacto superior con la secuencia arcillosa de la Formación Bogotá son concordantes y netos. La edad de la Formación Cacho según MacLaughlin (1972) es Paleoceno con base en paleoflora estudiada previamente por Van der Hammen (1957).

Interpretación sedimentológica y tectónica

La base de la Formación Cacho constituye una superficie de erosión que se presenta como una paraconformidad (Sarmiento, 1994; Guerrero y Sarmiento, 2000). La coetaneidad de esta discordancia sustentada en el isocronismo de las unidades suprayacentes, ha sido atribuida a la subducción de una porción al suroccidente de la Placa Oceánica Protocaribe, al occidente de la Cordillera Central, y a la obducción y acreción de terrenos oceánicos (Terreno Calima, de acuerdo a Toussaint y Restrepo, 1989; Toussaint, 1995a, b) que formaron la Cordillera Occidental (McCourt *et al.*, 1984), Sarmiento (2001). Los ambientes sedimentarios corresponden a sistemas fluviales de alta energía de ríos trenzados provenientes de la Cordillera Central y a llanuras aluviales con ríos meandriformes (Sarmiento *et al.*, 2011).

2.3.3.2. Formación Bogotá

La Formación Bogotá aflora principalmente al sur de Bogotá, en el valle del río Tunjuelito, en los alrededores de la población de Usme (ver figura 2.26.) y sobre la vía Choachí-Bogotá. También aparece al norte de la Sabana de Bogotá, en las cercanías del embalse del Sisga y de Nemocón. Su establecimiento como unidad con localidad tipo lo realiza Julivert (1963) en la sección ubicada en la quebrada Zo Grande (flanco occidental del Sinclinal de Usme). Bayona (2010) realiza la medición y descripción de esta formación en la sección tipo y estima espesores cercanos a los 1400 m.

Figura 2.26. Fotografías afloramientos de la Formación Bogotá. (Izq.) Capa lenticular de arenisca lítica. (Der.) Intercalación de arcillolitas rojizas con areniscas muy finas. SW del embalse de Regadera. Flanco occidental del sinclinal de Usme. (Coordenadas 74°10'W; 4°20'N).



Descripción litológica

Según Bayona (2010), la parte inferior son areniscas líticas y feldespáticas, medias y gruesas, levemente conglomeráticas, gris oscuras; seguidas de lodolitas arenosas y aparición de areniscas finas macizas, lodolitas rojizas y areniscas vulcanoclásticas. La parte superior está cubierta en parte y es representada por lodolitas varicoloreadas y areniscas cuarzosas con bajo porcentaje de líticos que pasan lateralmente a ser conglomeráticas.

Posición estratigráfica y edad

Según Julivert (1963), el contacto con las areniscas del Cacho puede considerarse, en líneas generales, concordante; sin embargo, existe una discordancia progresiva al sur de Bogotá que empieza a desarrollarse posiblemente a partir de la parte media de la Formación Guaduas.

Acosta *et al.* (2001) determinan un contacto inferior con la Formación Guaduas mientras que el contacto superior con la Formación Regadera es erosivo. Montoya y Reyes (2005), por otra parte, señalan que por la fauna analizada por Van der Hammen (Hubach, 1957) puede considerarse una edad Paleoceno Superior-Eoceno Inferior para esta unidad. Hoorn (1988) cita la existencia de *Foveotriteles margaritae*, *Proxapertites operculatus* y *Faveotricolpites perforatus*, en el Sinclinal de Usme, precisando una edad Paleoceno Superior.

Bayona (2010), con base en dataciones U/Pb de circones de origen volcánico en esta formación, determina una edad Paleoceno Medio-Superior para la parte inferior y Eoceno Medio-Superior para la parte superior.

Interpretación sedimentológica y tectónica

Como se ha mencionado, los procesos de inversión tectónica temprana con reactivación de fallas normales cretácicas, controlaron las secuencias sedimentarias paleógenas depositadas en esta parte de la Cordillera Oriental. Según Bayona (2010), esta unidad registra migración de canales en ambientes de llanuras de inundación continental con desarrollo de paleosuelos; se presentan también rellenos de barras de arena.

2.3.3.3. Formación Fusagasugá

Las Lodolitas de Fusagasugá es una unidad del flanco occidental de la cordillera en la misma posición estratigráfica de las formaciones Cacho y Bogotá de la Sabana de Bogotá. Se encuentra en los alrededores de la ciudad del mismo nombre y en el páramo de Sumapaz en la vía entre San Juan y Cabrera (ver figura 2.27.).

Figura 2.27. Afloramiento de la Formación Fusagasugá. Contacto erosivo entre capas de areniscas finas y arcillolitas rojizas. Flanco oriental sinclinal de San Juan. Vía San Juan de Sumapaz-Cabrera. (Coordenadas 74°16'W; 4°04'N).



E

W

La referencia original proviene de Stutzer (1934), al utilizar el nombre de “piso de Fusagasugá” para referirse a una secuencia de lodolitas intercaladas con arenitas cuarzo feldespáticas aflorantes al occidente de la población de Fusagasugá, en el núcleo de la estructura sinclinal del mismo nombre; mientras que Hubach (1957), Julivert (1963) y De Porta (1974) consideraron que dichas lodolitas y arenitas correspondían a la Formación Bogotá.

Las Lodolitas de Fusagasugá es una unidad relativamente más arenosa que la Formación Bogotá, presenta un espesor considerablemente mayor y está dispuesta de forma discordante sobre la Formación Guaduas. La sección tipo fue levantada por Acosta y Ulloa (1998) en la carretera Cumaca-Tibacuy, donde se midió un espesor de 1.554 m. (ver figura 2.26.).

Descripción litológica

La unidad Lodolitas de Fusagasugá está constituida principalmente por lodolitas con niveles de arenitas en una relación de 3:1, aproximadamente. Los niveles blandos poco afloran y son predominantemente lodolitas de color pardo rojizo y gris, algunas veces con arenita muy fina con las cual presenta contactos erosivos, claramente reconocibles por los valles suaves que generan, que contrastan con los escarpes producidos por las areniscas. Los niveles duros corresponden a areniscas líticas con tamaño de grano que varía entre fina a gruesa, predominantemente con mala selección. Presentan poca matriz arcillosa, cementación silíceo y ferruginosa, con colores que varían desde gris pardo hasta amarillo ocre, según el estado de alteración Caicedo (2002).

Posición estratigráfica y edad

El contacto inferior de las Lodolitas de Fusagasugá se observó erosivo y discordante, pues la base de la unidad descansa sobre diferentes niveles de la Formación Guaduas; el contacto superior no se determinó, ya que la sección termina hacia la zona axial de las estructuras sinclinales de San Juan y Cabrera (Acosta *et al.*, 2001).

Las Lodolitas de Fusagasugá es una unidad en la misma posición estratigráfica de las Formaciones Cacho y Bogotá de la Sabana de Bogotá y de todo o parte del Grupo Gualanday del Valle Superior del Magdalena, representando una probable facies intermedia en los depósitos de ambas cuencas (Caicedo, 2002). De acuerdo a dichas relaciones estratigráficas, se ha determinado una edad Eoceno, además de asociación

palinológica conformada por formas *Psilatricolporites cf. operculatus*, *Psilatricolporites minutus*, *Scabratricolporites moderatus*, *Retitricolporites sp.* y *Retitricolporites sp.*

Interpretación sedimentológica y tectónica

Tectónicamente representa la misma fase de inversión a inicios del Paleógeno. Las Lodolitas de Fusagasugá se depositaron en ambientes de ríos meandriformes, donde resaltan depósitos de barras de acreción lateral y depósitos de llanura de inundación. Comparativamente con la Formación Bogotá, esta secuencia es más arenosa y tiene un espesor mayor.

2.3.3.4. Formación La Regadera

Julivert (1963) llama Formación Regadera a la parte baja de la Formación Usme definida por Hubach (1957), en ella se agrupan areniscas no consolidadas de grano grueso y capas de conglomerados que alternan con arcillas rosadas y rojizas, que suprayace a la Formación Bogotá y es cubierta por la Formación Usme en la región del río Tunjuelo (Sinclinal de Usme) (Montoya *et al.*, 2005).

En el área estudiada, la Formación La Regadera aflora en ambos flancos del sinclinal de Usme (ver figura 2.28.). Su mejor exposición se presenta en el flanco occidental, en la quebrada El Chuscal, donde Acosta *et al.* (2001) levantaron la columna estratigráfica que representa la totalidad de la unidad. La Regadera es el nombre usado por Hubach (1957) como un miembro litológico guía, el cual conforma la base de la Formación Usme. Julivert (1963) eleva esta unidad a la categoría de formación, sin mencionar su localidad tipo. De Porta (1974) indica que su localidad tipo puede estar en cercanías de la represa de La Regadera, de acuerdo al nombre dado inicialmente por Hubach (1957).

Figura 2.28. Afloramiento de capas invertidas hacia la base de la Formación Regadera. Areniscas líticas friables con estratificación cruzada planar. Parque Entrenubes, sur de Bogotá. Flanco oriental del sinclinal de Usme. (Coordenadas 74°05'W; 4°31'N).



W

E

Descripción litológica

En Usme, Bayona (2010) reporta 210 m de capas de areniscas medias a gruesas, líticas de geometrías tabulares a subtabulares con estratificación cruzada planar y localmente estratificación cruzada tangencial a la base, localmente con capas delgadas lenticulares de arenitas conglomeráticas e intraclastos. Hacia el tope de la unidad se presentan juegos de capas medias a muy gruesas tabulares con estratificación cruzada planar a macizas con intercalaciones de lodolitas grises, algunas con restos vegetales.

Posición estratigráfica y edad

Hoorn *et al.* (1987), observan que el contacto con la Formación Bogotá es erosivo y se traza en la base de una secuencia espesa de areniscas conglomeráticas y conglomerados que suprayacen la sucesión de lodolitas; el contacto superior con la Formación Usme es transicional y se traza en el techo de la capa más superior de areniscas de cuarzo.

Julivert (1963) indica que los crestones que definen esta unidad en el valle del río Tunjuelito son morfológicamente claros, siendo el occidental el más; por el contrario, el oriental es discontinuo, debido al carácter discordante de la Formación Usme suprayacente.

La edad reportada por Van der Hammen (1957) es Eoceno medio por correlaciones con la Formación Mirador en la región del Catatumbo y Concentración, en Sogamoso y por estar debajo de rocas de edad Oligoceno de la Formación Usme. Hoorn *et al.* (1987), confirman una edad Eoceno Medio con base a palinología.

Interpretación sedimentológica y tectónica

Entre el Eoceno Superior-Oligoceno continuó la inversión local del graben Mesozoico extensional en la Cordillera Oriental y la fragmentación de la inicial cuenca de antepaís en compartimentos más pequeños. Acosta y Beltrán (1987), proponen para esta formación una serie de ambientes fluviales anastomosados, meandriiformes, llanuras de inundación y de lagunas.

2.3.3.5. Formación Usme

La unidad Formación Usme fue propuesta por Hubach (1957) para designar las lodolitas superiores que afloran en la población del mismo nombre. Esta unidad fue redefinida por Julivert (1963), quien distinguió en ella dos partes: una inferior lutítica, con intercalaciones de capas de areniscas finas, con un espesor de 50 m; y una parte superior, de unos 75 m de espesor, compuesta por areniscas gruesas y conglomerados de cuarzo. Según Hoorn *et al.* (1987), la sección tipo de esta unidad se encuentra en la quebrada Guanga al lado este del valle el Usme.

Descripción litológica

La Formación Usme aflora en los contornos de la represa de La Regadera, constituida por una secuencia de lodolitas grises claras, con esporádicas intercalaciones de areniscas de cuarzo y feldespato, finas, en capas medias, paralelas; su parte superior consta de una secuencia de areniscas de cuarzo, gruesas, con laminación cruzada, en capas muy gruesas, con esporádicas intercalaciones de arcillolitas grises y grises verdosas, plásticas. Hoorn *et al.* (1987) indican 100 m de espesor para el miembro inferior y 200 m para el miembro superior, valores comparables a los reportados por Bayona (2010).

Posición estratigráfica y edad

Según Acosta *et al.* (2001), el contacto con la Formación La Regadera es transicional; el contacto superior es discordante con la Formación Tilatá. De Porta (1974) considera que podría corresponder al Oligoceno - Mioceno o ser solamente Mioceno; Hoorn *et al.* (1987), de acuerdo a datos palinológicos, asignan la Formación Usme del Eoceno Superior al Oligoceno Inferior; sin embargo, por su posición estratigráfica, se puede asumir que esta unidad tiene un rango de entre el Eoceno Superior. Bayona *et al.* (2010), con datos palinológicos, reporta una edad Eoceno Superior - Oligoceno Inferior para la Formación Usme.

Interpretación sedimentológica y tectónica

Sarmiento (2011) indica para este tiempo en la zona axial de la Cordillera Oriental, una sedimentación fluvial produciendo una secuencia granodecreciente que registraría un aumento del nivel de base. Julivert (1963,1970) describe para esta unidad y la inmediatamente anterior (Formación Regadera), discordancias locales en anticlinales contrastando con la continua sedimentación en el sinclinal de Usme en la Sabana de Bogotá, e interpreta esta observación como el resultado de plegamiento y sedimentación simultánea.

2.3.3.6. Formación Tilatá

La Formación Tilatá aflora alrededor del embalse de Tominé y al sur de Bogotá en Tunjuelito. Morfológicamente, la Formación Tilatá muestra terrazas alomadas de varios kilómetros de extensión, en forma de abanicos con pendientes suaves e inclinadas que corresponden a arenas de grano fino o colinas redondeadas a veces alargadas, conformadas por gravas y arenas (Montoya y Reyes, 2003).

La Formación Tilatá fue definida por Scheibe (1938, escrito en 1933) en la Hacienda Tilatá, en cercanías de la población de Chocontá (Cundinamarca). Van der Hammen (1958) diferenció en la Formación Tilatá varios miembros, y denominó el miembro inferior con el nombre de Tequendama, el cual aflora en el Salto de Tequendama. Helmes (1990) se refiere al Miembro Tequendama como un depósito fluvial de arenas y gravas, con intercalaciones de arcilla y lignitos.

Descripción litológica

La Formación Tiltatá aflora en el tramo del Salto del Tequendama al embalse del Muña, donde se presenta como un depósito subhorizontal sobre formaciones cretácicas y paleógenas. Está constituida por areniscas conglomeráticas, blancas, mal seleccionadas, semiconsolidadas, en capas gruesas, cuneiformes y onduladas, con intercalaciones de conglomerados, con cantos de areniscas, redondeados a subangulares, de hasta 5 cm de diámetro, mal seleccionados y semiconsolidados, y arcillolitas blancas y plásticas.

Posición estratigráfica y edad

La Formación Tiltatá se encuentra discordante sobre la Formación Usme y sobre ella se encuentra discordante los depósitos cuaternarios del cono del Tunjuelo. La edad asignada por dataciones de huellas de fisión arroja una edad de 3,7 Ma. para las rocas que conforman la parte inferior de la Formación Tiltatá y para la parte superior 2,7 Ma. correspondiente al Plioceno Inferior a Medio (Helmens y Van der Hammen, 1995).

Interpretación sedimentológica y tectónica

Después de un hiato en el registro sedimentario que comprende gran parte del Oligoceno y Mioceno, la discordante Formación fluvio-lacustre de Tiltatá rellena parcialmente depresiones sinclinales en la Sabana de Bogotá y contribuye con el suavizado del relieve del *plateau* como es observado actualmente.

2.3.4. Depósitos Cuaternarios

Las unidades del período Cuaternario que afloran en el área son las formaciones Subachoque (Pleistoceno Temprano), Sabana (Pleistoceno Medio y Tardío), río Siecha (Pleistoceno Medio y Tardío), río Tunjuelito (Pleistoceno - Holoceno) y Chía (Holoceno). Además, se observan depósitos inconsolidados de origen fluvial, fluvio-glacial, de ladera y lagunar o lacustres, localizados a lo largo de los valles fluviales y de los núcleos de las estructuras sinclinales (Holoceno).

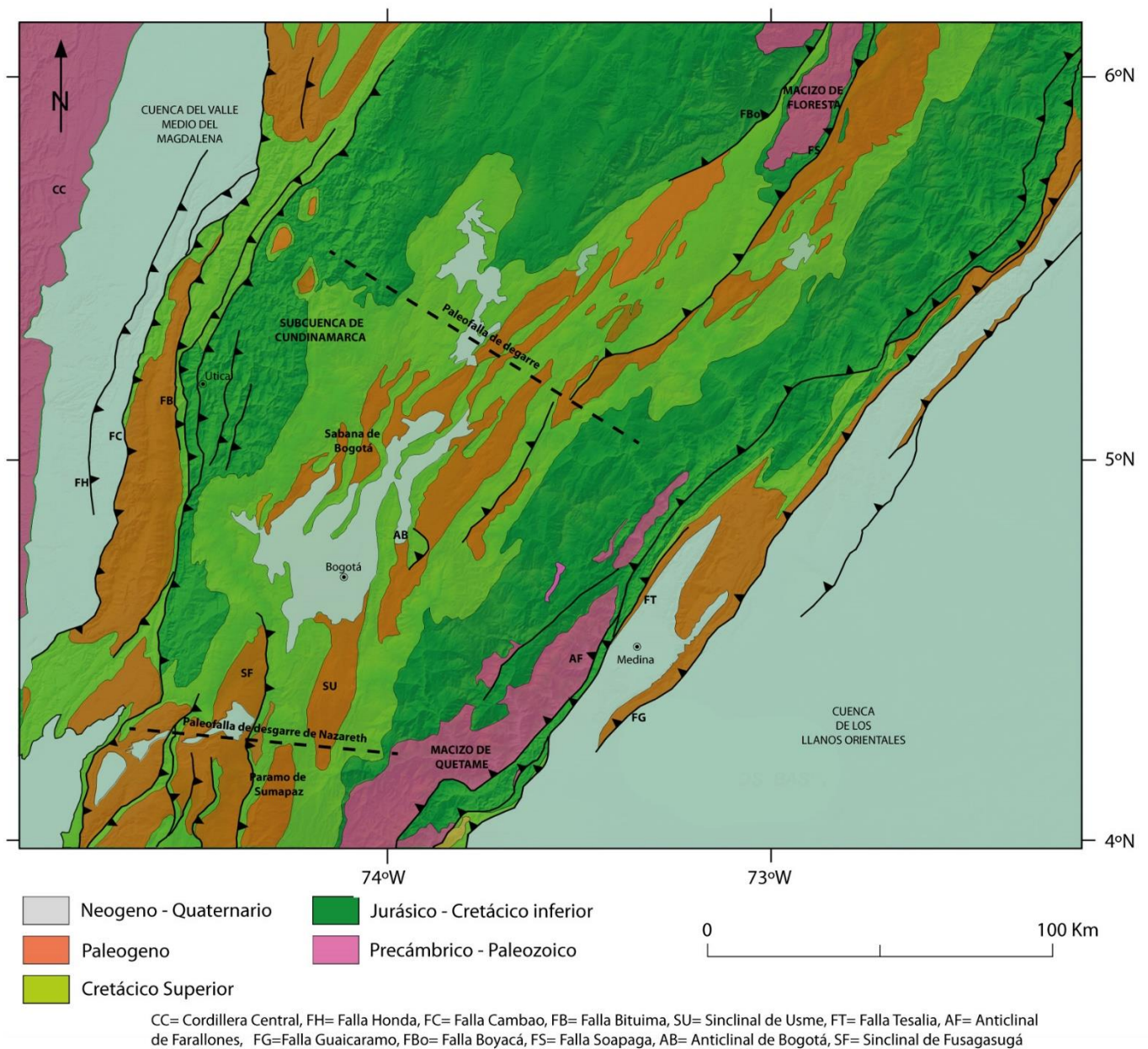
2.4. Configuración tectónica

La configuración tectónica de la Cordillera Oriental ha sido abordada en diversos estudios que reflejan los principales conceptos acerca del estilo estructural típico de *rifts* invertidos (Colletta *et al.*, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Sarmiento, 2001; Cortés, 2004; Mora *et al.*, 2006, 2013; Teixell *et al.*, 2015). Las principales fallas extensionales mesozoicas que originalmente limitaban el *rift* precursor a la actual cordillera en el interior de la placa sudamericana, fueron reactivadas como cabalgamientos durante el Cenozoico, definiendo un estilo tectónico dominante de escama gruesa (*thick-skinned*) para los márgenes de la cadena, que corresponden actualmente a los piedemontes oriental y occidental de la Cordillera Oriental y cuya dirección es NNE-SSW.

La parte interna de la Cordillera Oriental (zona axial), comparativamente menos deformada que los piedemontes y caracterizada en parte por una morfología de altiplano, está caracterizada por pliegues y cabalgamientos de poco salto, afectando en superficie a materiales sedimentarios del Cretácico y Cenozoico principalmente. Desde el punto de vista tectónico-sedimentario, dicha zona axial ha sido tradicionalmente separada en dos segmentos correspondientes a antiguos dominios estratigráficos del Mesozoico y limitados entre sí por una paleo-falla de transferencia: las denominadas subcuencas de Tablazo-Magdalena-Cocuy al norte, y de Cundinamarca al Sur (Sarmiento, 2006).

El dominio norte está caracterizado actualmente por un estilo estructural que combina fallas de escama gruesa, que involucran al basamento pre-Mesozoico, y fallas de escama delgada (*thin-skinned*), despegadas en la cobertera (Tesón *et al.*, 2013). El sistema de fallas Boyacá-Soapaga es una de las estructuras más importantes en esta zona (Tesón, 2013; Kammer *et al.*, 2006) debido a que ha tenido una dilatada historia evolutiva desde sus fases iniciales extensivas a finales del Paleozoico e inicios del *rifting* Mesozoico, hasta la inversión del *rift* asociada al acortamiento andino Cenozoico. Dicho sistema de fallas corresponde con la terminación más sur del sistema de fallas de Bucaramanga, definiendo una amplia estructura de cola de caballo (Kammer *et al.*, 2006).

Figura 2.29. Mapa de configuración tectónica del área de estudio.



Fuente: Modificado de Teixell *et al.* (2015).

El dominio sur, representado por la subcuenca de Cundinamarca, es la zona de la cordillera donde no se diferencian los sistemas de fallas definidos al norte (sistema de fallas Boyacá-Soapaga); en cambio, aparecen en la Sabana de Bogotá pliegues asociados a una tectónica salina con anticlinales apretados y sinclinales amplios de vergencias poco definidas con un relieve estructural homogéneo, que indica que los altos de basamento asociados a sistemas de fallas en la Sabana de Bogotá no existen (Teixell *et al.*, 2015) y los pliegues en general son de escama delgada con un nivel de

despegue salino basal. La posición de dicho nivel es aún tema de discusión; sin embargo, niveles evaporíticos en el piedemonte oriental de la cordillera asociados a los depósitos esmeraldíferos son de edad Berriasiana (Cheilletz y Giuliani, 1996; Banks *et al.*, 2000; Branquet *et al.*, 2002) y hacia el departamento de Santander —al norte de la cordillera— recientes estudios (Etayo *et al.*, 2020) han reportado niveles evaporíticos de yesos explotables dentro la Formación Rosablanca en el miembro Lagunetas de edad también Berriasiana.

La terminación de la subcuena de Cundinamarca hacia el sur se encuentra cercano al extremo norte del páramo de Sumapaz. Aquí los pliegues son interpretados como estructuras limitadas por cabalgamientos de vergencia al occidente preferencialmente y con despegue en la secuencia Cretácica (Mora *et al.*, 2013; Tesón *et al.*, 2013). Los sinclinales son amplios y contienen la mejor exposición de secuencia terciaria en esta parte de la cordillera. Los anticlinales tienen trazas axiales menos sinuosas que las de los pliegues de la Sabana de Bogotá, sin embargo, siguen siendo comunes las inversiones de sus flancos. En profundidad, son muy pocas las publicaciones que permitan establecer con claridad el estilo estructural; sin embargo, son interpretadas estructuras extensivas inclinadas al este y asociadas al *rifting* cretácico que no fueron reactivadas (Mora *et al.*, 2013; Tesón *et al.*, 2013). La falla Frutica-Nazareth es la estructura que en su bloque colgante contiene al Macizo de Quetame en el extremo sureste de la subcuena, que limita al sur con la falla de desgarre de Nazareth (Sarmiento, 2011) que puede corresponder con la posteriormente nombrada falla de desgarre de Caldas, una estructura definida a partir del mapeo de terremotos de la zona de Benioff con imágenes tomográficas, que revelan la presencia de esta falla de desgarre de rumbo este-oeste y de aproximadamente 240 km de longitud (Vargas *et al.*, 2013).



CAPÍTULO 3

Resultados

3.1. Cartografía geológica de la Sabana de Bogotá

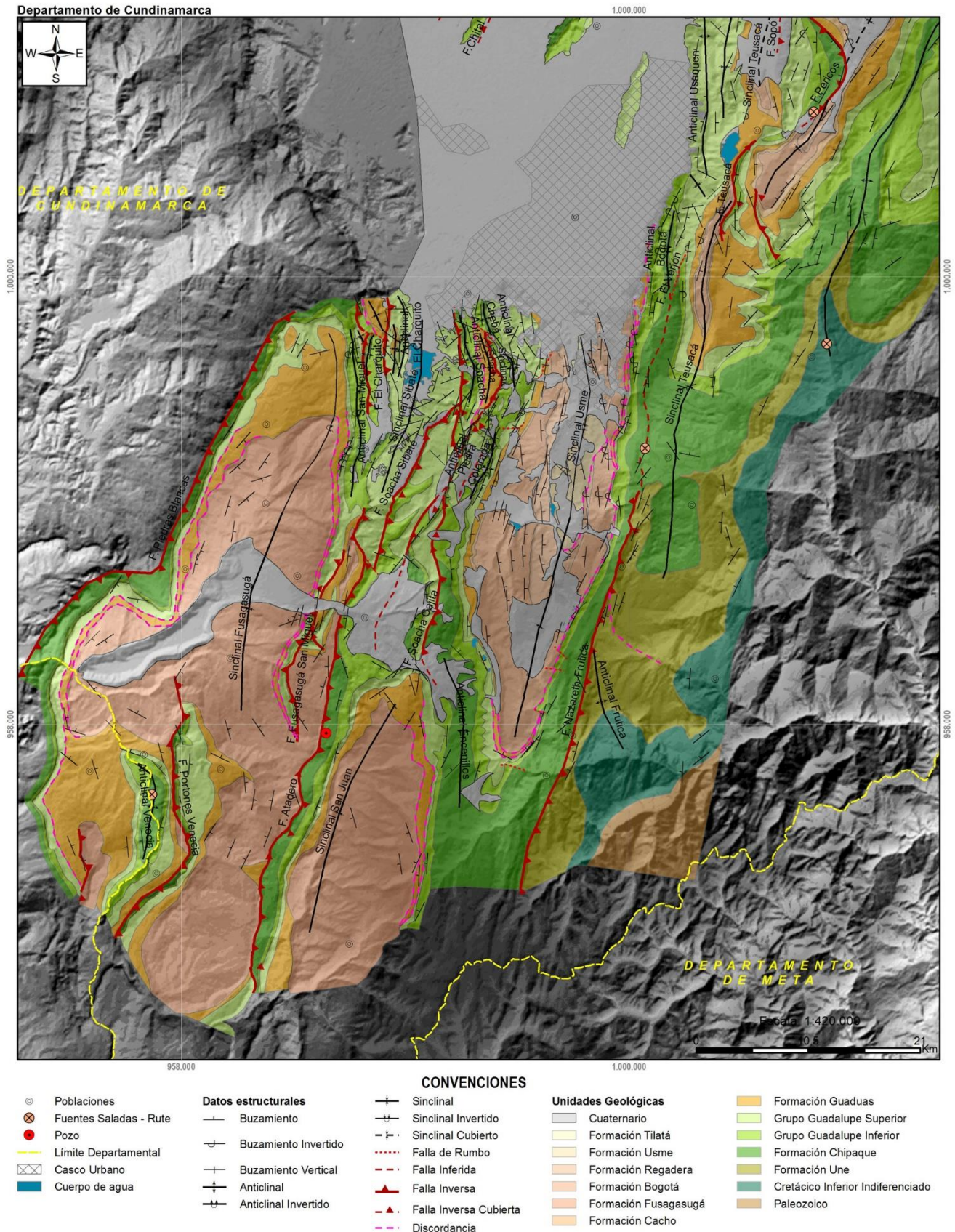
Separada por la ciudad de Bogotá, la edición cartográfica ha sido dividida en dos partes (Zona Sur y Zona Norte). En el Anexo A.1. se presenta el mapa de la cartografía geológica completa del área de estudio, y en el Anexo A.2. se expone su correspondiente mapa estructural.

3.1.1. Zona Sur

Limita al occidente por las sierras que bordean las poblaciones de Granada, Silvania y Tibacuy; al sur con los municipios de Icononzo, Cabrera y San Juan, así como el extremo norte del páramo de Sumapaz; al oriente con las poblaciones de Nazareth, Gutiérrez, Une y Choachí; y al norte limita con la ciudad de Bogotá y el municipio de Soacha.

Está caracterizada en afloramiento por rocas cuya edad va del Cretácico Medio al Oligoceno (ver figura 3.1.). Se distinguen tres sinclinales asimétricos principales con longitudes de onda de aproximadamente 12 km y cuyos ejes pueden trazarse por más de 20 km en dirección N-S (Usme, San Juan y Fusagasugá). Los anticlinales intermedios son más estrechos (anticlinales de Bogotá, Encenillos y San Miguel), con frecuentes inversiones de las capas y algunos afectados por fallas inversas que en su gran mayoría tienen una vergencia al occidente (sistema de fallas de Soacha) y contienen pliegues de menor extensión (anticlinal de Chebá, sinclinal de Soacha y anticlinal de Soacha) con múltiples replegamientos de sus flancos e inversiones locales. Al oriente, aparece la falla inversa de Nazareth-Frutica (FNF) y las estructuras del bloque colgante.

Figura 3.1 Cartografía geológica zona sur.



Esta falla es reconocida desde la población de Une hacia el S-W, en dirección al páramo de Frutica en donde se encuentran las capas más superiores de la Formación Une en rampa de bloque colgante con buzamientos altos que varían entre 40-70° al E y hacen parte del flanco occidental del sinclinal de Teusacá (ver figura 3.2. a) que hacia el oriente, en la vía Une-Gutiérrez se reconoce su flanco este con capas de buzamientos más suaves comparativamente con ángulos no mayores a 30° al W, en promedio (ver figura 3.2. b).

Figura 3.2. a. Panorámica al SW de la población de Une, Flanco occidental del sinclinal de Teusacá, capas muy inclinadas de la Formación Une. b. Panorámica de la vía entre Une y Gutiérrez, flanco oriental del sinclinal de Teusacá, capas levemente inclinadas de la Formación Une. c. Discordancia progresiva en capas de areniscas de la Formación Une en el páramo de Frutica. (Coordenadas 74°6'W; 4°17'N). En rojo falla Nazareth-Frutica (FNF). d. Panorámica sobre el valle del río Blanco (Coordenadas 74°0'W; 4°11'N), contacto discordante inferido entre el Cretácico Inferior y el Grupo Farallones.

a.



S

N

b.



S

N

c.



W

E

d.



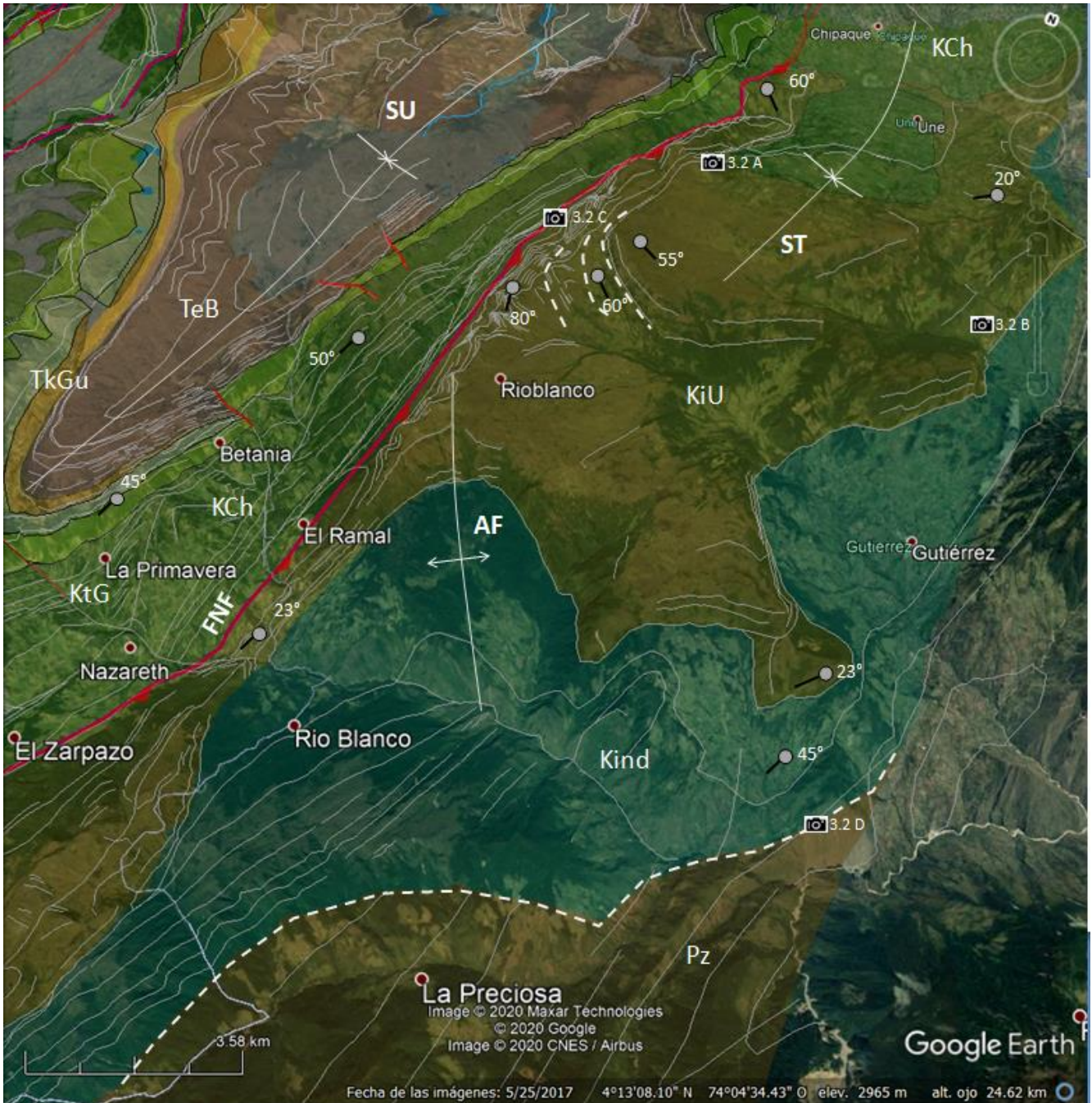
N

S

Notas: Pz: Paleozoico. Kind: Cretácico inferior indiferenciado. KiU: Formación Une. KiCh: Formación Chipaque.

Más hacia el sur, en el páramo, a 3700 m.s.n.m., se observa gradualmente el cierre del sinclinal y en su flanco occidental es definida una discordancia progresiva dentro de las areniscas de la Formación Une. Esta estructura por consiguiente Albiense, está truncada al occidente por la falla Nazareth-Frutica cuyo desplazamiento inverso no es muy grande (del orden de centenares de metros) al poner en contacto la parte media de la Formación Une en rampa, con la formación Chipaque (ver figura 3.2. c).

Figura 3.3. Zona Nazareth-El Ramal y páramo de Frutica. Cartografía geológica y estructuras principales del área.

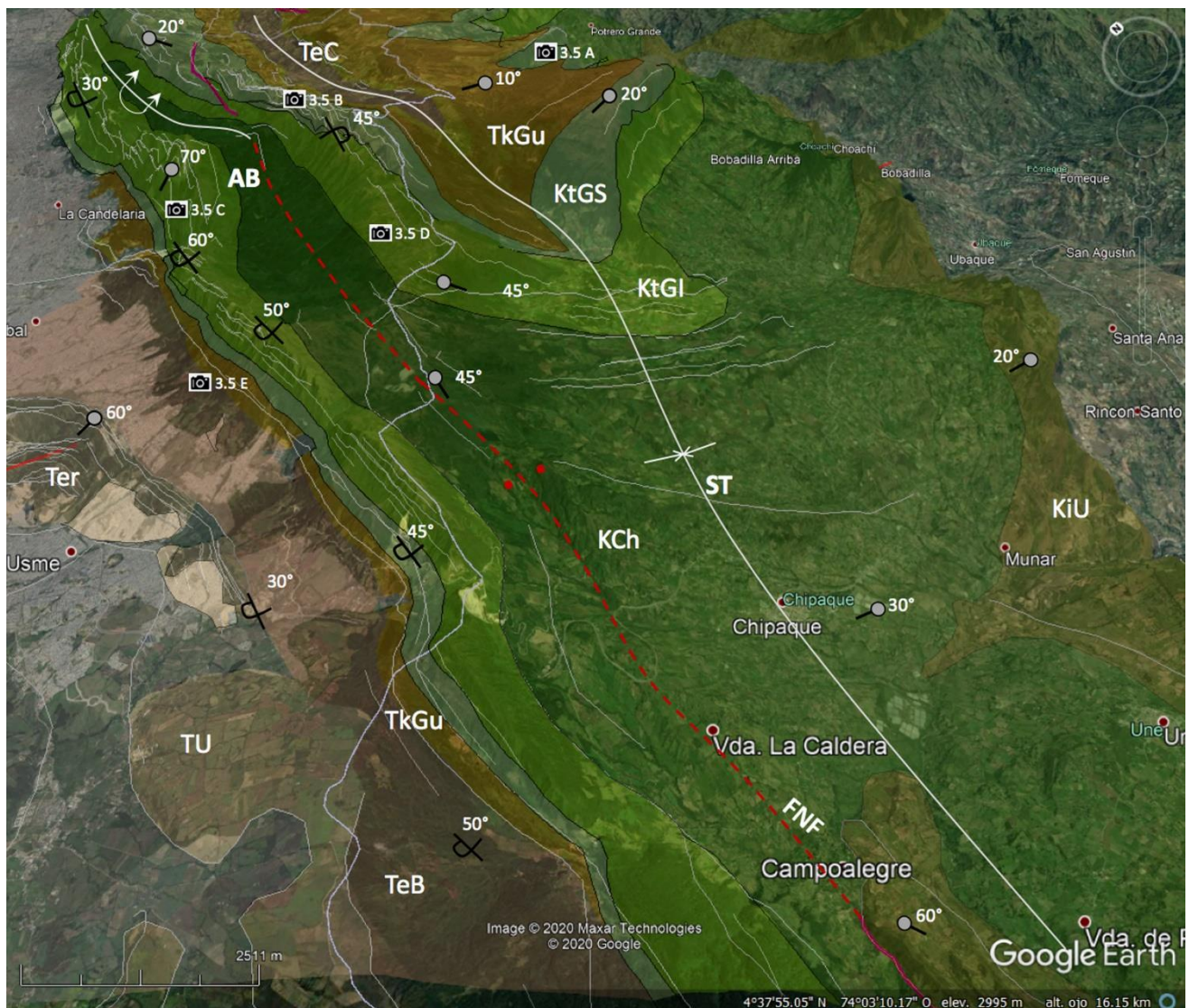


Notas: FNF: Falla de Nazareth-Frutica. AF: Anticinal de Frutica. ST: Sinclinal de Teusacá. SU: Sinclinal de Usme. Kind: Cretácico indiferenciado. KiU: Formación Une. KCh: Formación Chipaque. KtG: Grupo Guadalupe. TkGu: Formación Guaduas. TeB: Formación Bogotá. Trazas de las capas en blanco, líneas discontinuas son superficies discordantes.

Fuente: Modificado de google earth pro.

Hacia el sur del páramo, en el sector conocido como El Ramal, se puede observar el anticlinal de Frutica con un trazo axial oblicuo NW-SE con respecto a la falla Nazareth-Frutica, que lo limita al occidente. Mientras hacia el núcleo, en el valle del río Blanco, se define la Formación Fómeque (Cretácico Inferior indiferenciado) con buzamientos muy variables. Hacia el este se interpreta una relación discordantemente sobre los sedimentos Paleozoicos del Grupo Farallones que contrastan morfológicamente con los sedimentos cretácicos (ver figura 3.2. d).

Figura 3.4. Zona entre Bogotá, Choachí y Chipaque. Cartografía geológica y estructuras principales del área.



Notas: ST: Sinclinal de Teusacá. AB: Anticlinal de Bogotá. SU: Sinclinal de Usme. Kind: Cretácico indiferenciado. KiU: Formación Une. KCh: Formación Chipaque. KtGI: Grupo Guadalupe Inferior. KtGS: Grupo Guadalupe Superior. TkGu: Formación Guaduas. TeB: Formación Bogotá. TeR: Formación Regadera. FNF: Falla Nazareth-Frutica.

Fuente: Modificado de google earth pro.

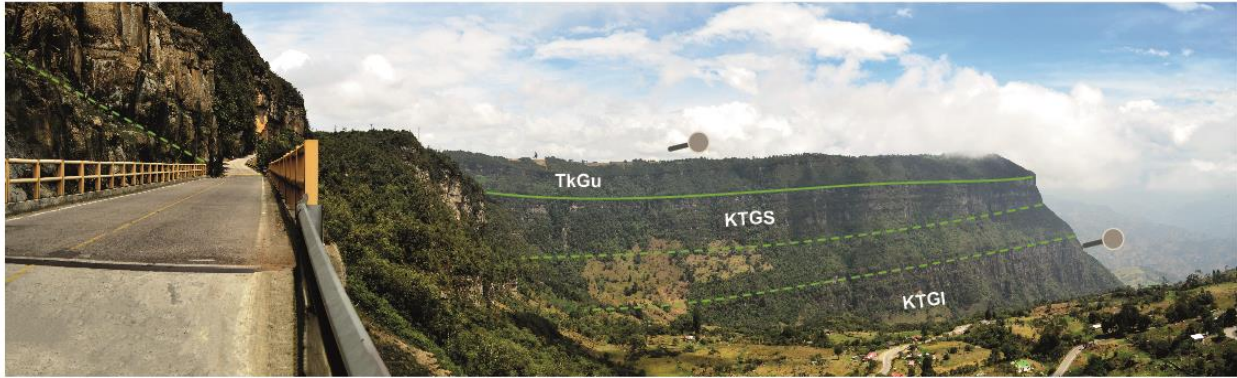
La proyección hacia el norte de la estructura descrita es el anticlinal de Bogotá, cuya característica principal es que sus flancos, conformados por el Grupo Guadalupe, presentan importantes variaciones en su inclinación y vergencia. Esta estructura puede trazarse por 20 km en dirección N-S y hace parte hacia el oriente del sinclinal de Teusacá, una estructura asimétrica que —contrario a su flanco occidental— define un flanco oriental de buzamientos suaves no mayores a 20° al W, observado a lo largo de la vía Bogotá-Choachí (ver figura 3.5. a).

De sur a norte, el flanco occidental del anticlinal se presenta invertido desde el sur en Usme hasta el cerro el Aguanoso y el cerro de Guadalupe, donde las capas son verticales siendo muy características las superficies triangulares que se observan desde toda la ciudad (ver figura 3.5. c). El valle del río San Francisco separa el cerro de Guadalupe del cerro de Monserrate y allí las capas pasan de estar verticales a nuevamente invertidas. Mientras que, desde Monserrate hacia el norte, las capas de este flanco tienden a estar de invertidas a verticales hasta Usaquén, donde el Anticlinal de Bogotá cabecea hacia el norte y es seguido por una pequeña estructura sinclinal de orientación NW-SE reconocida como el sinclinal de Usaquén. Por otra parte, el flanco este, puede dividirse en dos partes: una primera parte al sur que muestra las capas en posición vertical a invertida en los cerros de los Tunjos y Alto de la Viga (ver figura 3.5. b), y otra parte al norte donde las capas buzán en promedio hasta 20° hacia el E en posición normal. Esta polaridad normal de las capas es seguida hacia el norte hasta el sinclinal de Usaquén.

El núcleo del anticlinal de Bogotá está conformado por la Formación Chipaque, los afloramientos son escasos y, debido al alto contenido pelítico y de materia orgánica, la vegetación es abundante, lo que hace difícil su caracterización. Sin embargo, en el páramo el Verjón fueron observadas capas muy deformadas y plegadas dentro de esta secuencia (ver figura 3.5. d).

Figura 3.5. a. Panorámica sobre la vía Bogotá-Choachí, flanco oriental del sindinal de Teusacá ($73^{\circ}59'W$; $4^{\circ}34'N$). b. Panorámica del anticlinal de Bogotá desde el Alto de la Viga ($74^{\circ}1'W$; $4^{\circ}34'N$). c. Flanco occidental del anticlinal de Bogotá en el cerro el Aguanoso ($74^{\circ}3'W$; $4^{\circ}35'N$). d. Páramo del Verjón, flanco oriental del anticlinal de Bogotá en el alto de los Tunjos ($74^{\circ}1'W$; $4^{\circ}33'N$). e. Panorámica del flanco occidental del anticlinal de Bogotá que muestra la transición de las capas normales al norte que progresivamente son invertidas hacia el sur ($74^{\circ}4'W$; $4^{\circ}29'N$).

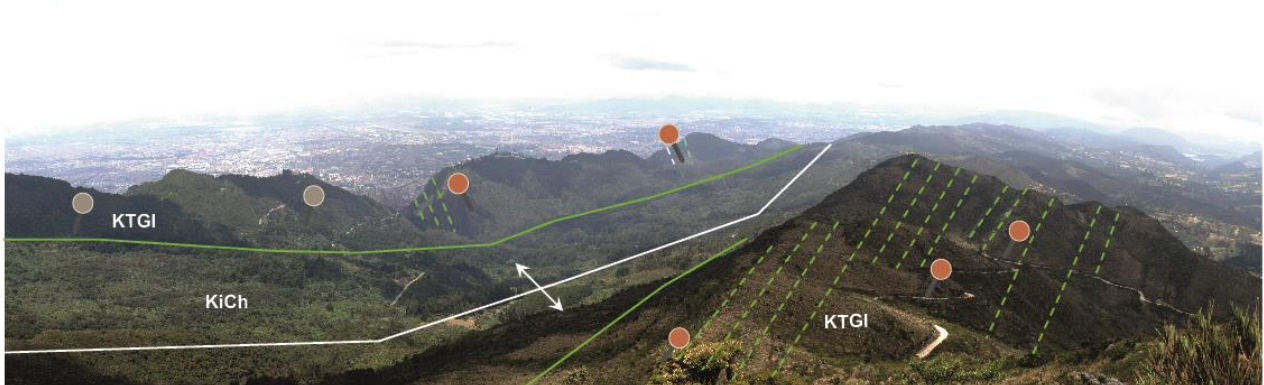
a.



W

E

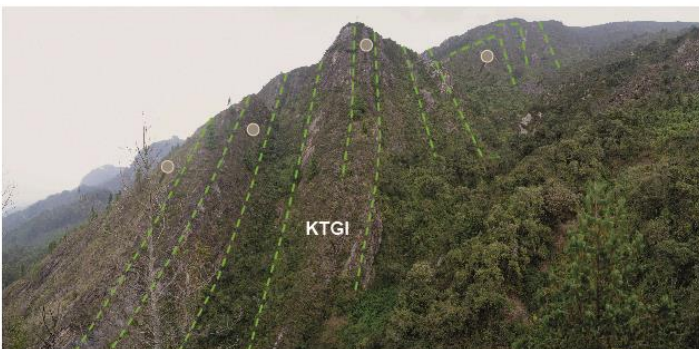
b.



SE

NW

c.



W

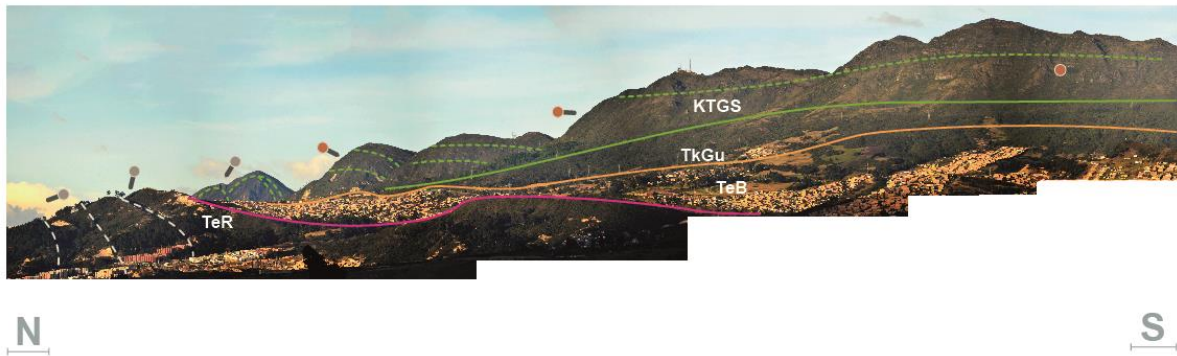
d.



E E

W

e.



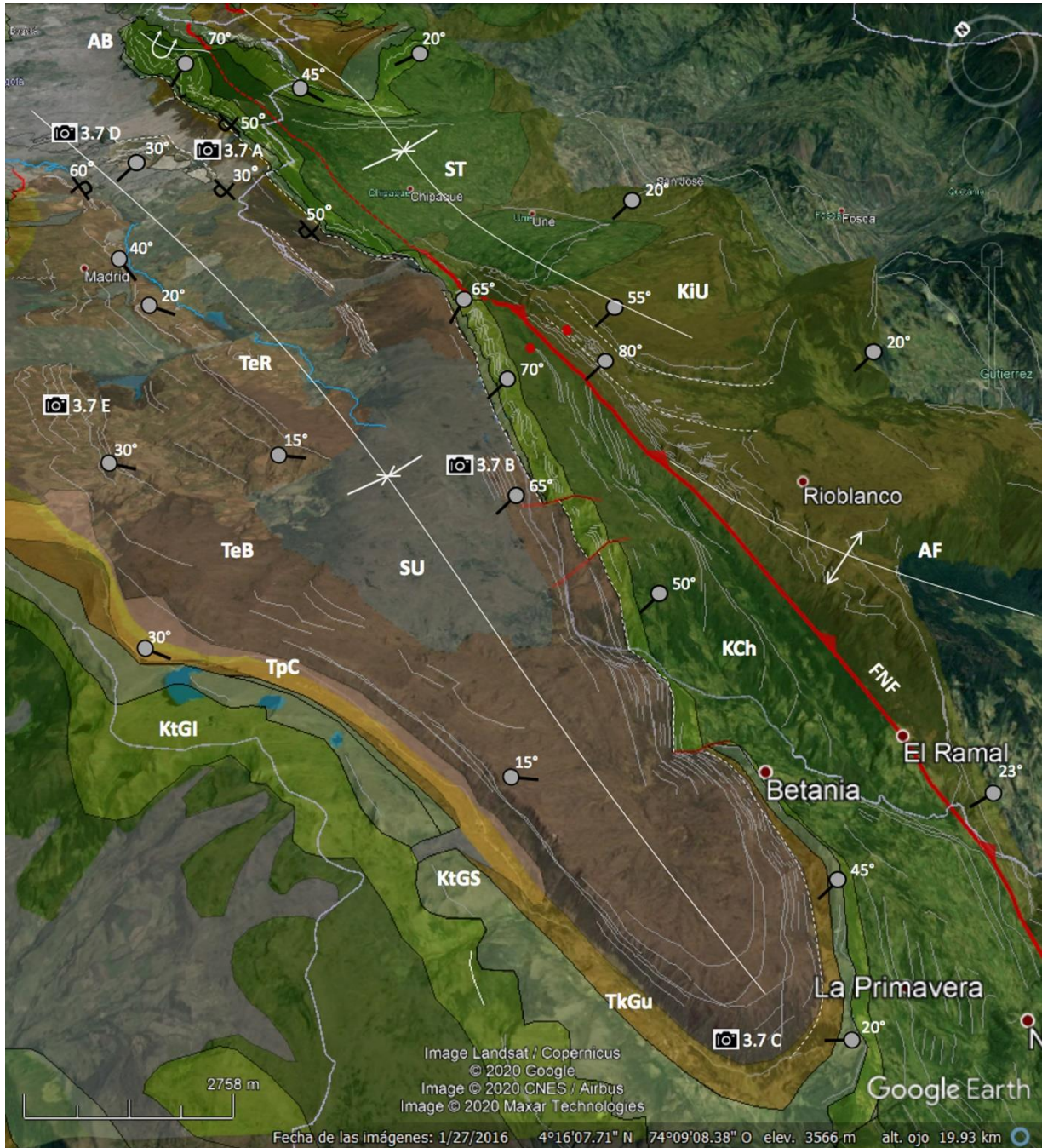
Notas: Líneas punteadas corresponden a estratificación de las capas mientras que las líneas continuas son los límites formacionales. Buzamientos en rojo son invertidos. KCh: Formación Chipaque. KtGl: Grupo Guadalupe Inferior. KtGS: Grupo Guadalupe Superior. TkGu: Formación Guaduas.

El anticlinal de Bogotá y su proyección hacia el sur (falla de Nazareth-Frutica/anticlinal de Frutica), limitan al occidente con el sinclinal de Usme. Una estructura amplia cuyo flanco oriental puede dividirse en dos partes según sus importantes variaciones en la vergencia y desaparición de niveles estratigráficos que progresivamente se van haciendo mayores hacia el sur (ver figura 3.6.).

Desde el anticlinal de Bogotá al norte y durante más de 20 km en dirección al sur, el flanco oriental del sinclinal de Usme se muestra invertido (ver figura 3.5. e y 3.7. a). La unidad que delimita el sinclinal es la parte superior del Grupo Guadalupe que tiene buzamientos que alcanzan los 50° al E. Esta inversión hacia el eje del sinclinal va disminuyendo hasta llegar a la Formación Regadera, en donde sus niveles más superiores presentan buzamientos opuestos de 30° en dirección al W. La geometría en abanico de las capas sugiere una discordancia progresiva y desvirtúa la presencia de una falla propuesta anteriormente como falla de Bogotá (Montoya y Reyes, 2005; Acosta y Ulloa, 2001), entre el anticlinal de Bogotá y el sinclinal de Usme. Si bien la falla explicaría el problema de falta de secuencia estratigráfica que se define entre el Grupo Guadalupe y la base de la Formación Guaduas (Julivert, 1963), sería una estructura difícil de trazar ya que tendría que ser una falla paralela a las capas entre capas verticales o invertidas con aparente continuidad geométrica. Hacia el sur el faltante de secuencia estratigráfica aumenta hasta encontrarse, a la altura del embalse de La Regadera, con el Grupo Guadalupe en contacto paraconforme con la Formación Bogotá (ver figura 3.7. b), esta relación se mantiene durante más de 15 km al sur donde el flanco se encuentra, además, afectado por fallas de rumbo con

desplazamientos pequeños hasta el cierre del sinclinal a la altura de la población de Nazareth en donde nuevamente se observa la secuencia estratigráfica completa (ver figura 3.7. c).

Figura 3.6. Zona Usme-Chisacá. Cartografía geológica y estructuras principales del área.



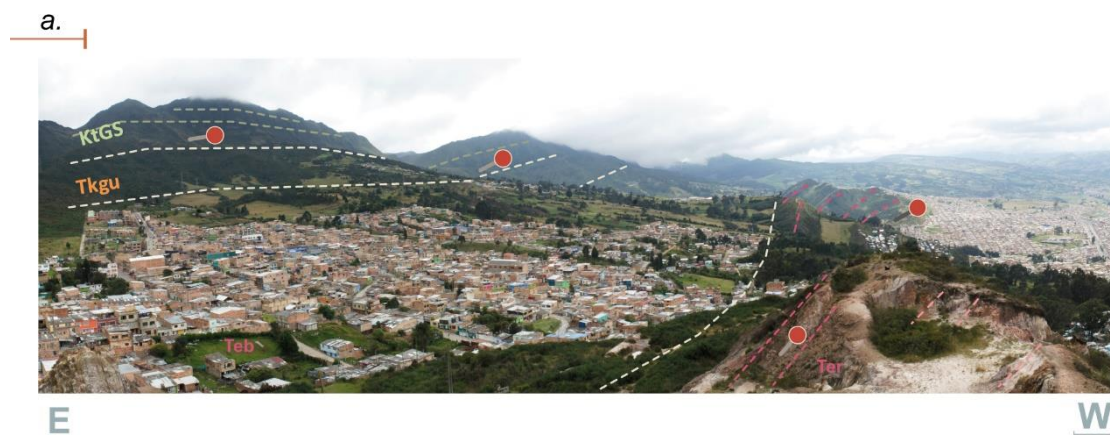
Notas: ST: Sinclinal de Teusacá. AB: Anticlinal de Bogotá. AF: Anticlinal de Frutica. SU: Sinclinal de Usme. Kind: Cretácico indiferenciado. KiU: Formación Une. KCh: Formación Chipaque. KtGI: Grupo Guadalupe Inferior. KtGS: Grupo Guadalupe Superior. TkGu: Formación Guaduas. TpC: Formación Cacho. TeB: Formación Bogotá. TeR: Formación Regadera. Líneas punteadas blancas corresponden con superficies discordantes.

Fuente: Modificado de google earth pro.

La parte interna del sinclinal está caracterizada por la presencia de las formaciones cenozoicas (Guaduas, Cacho, Bogotá, Regadera, Usme y Tilatá) siendo en esta estructura donde posiblemente mejor se preserve el registro sedimentario del Terciario de toda la zona de estudio. Se define una asimetría reflejada en el trazo de la charnela del sinclinal que está ligeramente desplazada al este, la Formación Cacho únicamente es definida en el flanco occidental, el espesor de la Formación Bogotá es muy diferente entre flancos y a nivel de la Formación Regadera, existe una variación importante en la disposición de sus capas, siendo normal al sur y verticalizándose e invirtiéndose hacia el norte, donde ha sido identificada una discordancia progresiva dentro de la Formación Regadera (ver figura 3.7. d) —reportada previamente por Julivert (1963) —, que posiblemente se inicia en niveles estratigráficos inferiores del Grupo Guadalupe descritos anteriormente.

Por el contrario, el flanco occidental del sinclinal (ver figura 3.7. e) tiene a lo largo de toda su extensión a las capas del Grupo Guadalupe con polaridad normal y buzamientos que no pasan los 30° al E, exceptuando su extremo norte donde a nivel de la Formación Regadera, a la altura del relleno sanitario de "Doña Juana", son observadas capas con buzamientos mayores e incluso presentando algún grado de inversión asociada a una falla de menor longitud de vergencia al este.

Figura 3.7. Sinclinal de Usme. a. Capas invertidas del flanco oriental del sinclinal que definen una discordancia progresiva al norte ($74^\circ 31' W$; $4^\circ 5' N$). b. Capas muy inclinadas del Grupo Guadalupe en contacto paraconforme con la Formación Bogotá. Flanco oriental al sur, sector Lagunas de Bocagrande ($74^\circ 8' W$; $4^\circ 17' N$). c. Cierre al sur del sinclinal en la vía entre Chisacá y Nazareth ($74^\circ 10' W$; $4^\circ 11' N$). d. Discordancia progresiva dentro de la Formación Regadera en el parque Entrenubes. Parte interna del sinclinal ($74^\circ 31' W$; $4^\circ 6' N$). e. Parte interna del sinclinal en la vía Usme-Chisacá donde son observadas las secuencias en posición normal de la Formación Bogotá ($74^\circ 11' W$; $4^\circ 19' N$).



b.



E

W

c.



NW

SE

d.



SE

NW

e.



W

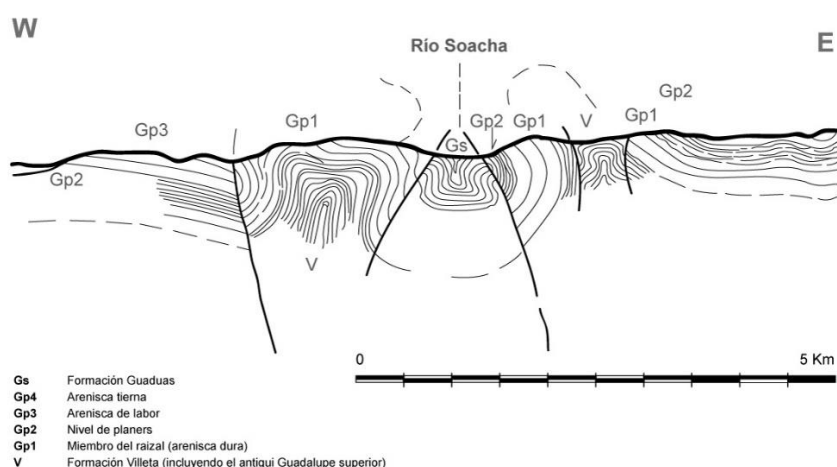
E

Notas: KtGS: Grupo Guadalupe Superior. KtGI: Grupo Guadalupe Inferior. TkGu: Formación Guaduas. Teb: Formación Bogotá. TeR: Formación Regadera.

Al occidente del Sinclinal de Usme han sido definidas una serie de estructuras de menor extensión muy difíciles de seguir cartográficamente debido a varios factores: están cubiertas en parte por vegetación, son propiedad privada, se negaron a dar acceso y por inseguridad. A pesar de esto, y apoyado de las observaciones en campo logradas, así como también con las imágenes satelitales y dos cartografías (Plancha #246 Fusagasugá, Ingeominas 2001; Julivert, 1963), ha sido posible describir esta zona que tiene como característica principal la presencia de cabalgamientos inclinados al occidente que contienen en sus bloques colgantes pliegues de poca continuidad lateral que se suavizan hacia el sur hasta reconocerse únicamente un monoclinal fallado (ver figura 3.9. d).

Las estructuras al NW del sinclinal de Usme se encuentran en el valle del río Soacha y corresponden de este a oeste al anticlinal de Chebá, el sinclinal de Soacha y el anticlinal de Soacha (ver figura 3.8.). Todas tienen geometrías similares, son pliegues limitados por fallas que tienen faltantes de secuencias en sus flancos. El anticlinal de Chebá es un pliegue asimétrico conformado por el Grupo Guadalupe que presenta buzamientos verticales a inversos en su flanco occidental, mientras su flanco oriental tiene menor inclinación con capas de buzamientos de 20° al E. En el núcleo de esta estructura está la Formación Chipaque con cierto carácter extrusivo (Julivert, 1963). Progresivamente hacia el sur su eje va inclinándose hacia el occidente hasta ser cortado por una falla de rumbo sinistral; al sur de esta falla, el anticlinal tiende a ser más amplio y su plano axial vertical, pero va desapareciendo paulatinamente a medida que sus flancos van perdiendo ángulo de buzamiento llegando a 10° o menos y donde únicamente aflora el Grupo Guadalupe.

Figura 3.8. Interpretación estructural del valle de Soacha. Al oriente el anticlinal de Chebá y su carácter extrusivo dentro de los niveles plásticos de la Formación Chipaque.



Fuente: Julivert (1963).

Figura 3.9. Estructuras presentes en la parte central de la zona sur, entre los sinclinales de Usme y Fusagasugá. Cartografía geológica y estructuras principales del área.



Fuente: Modificado de google earth pro.

Al occidente, en contacto fallado, se encuentra el sinclinal de Soacha (ver figura 3.10. a), una estructura que aparece al sur de la falla de rumbo que divide el anticlinal de Chebá y que no pudo ser caracterizado en campo. Tan solo ha sido posible establecer, al sur del valle del río Soacha —en su flanco occidental—, la relación discordante entre la parte superior del Grupo Guadalupe que tiene buzamientos verticales (ver figura 3.10. b) a invertidos de 40° al W, y la Formación Guaduas con buzamientos de entre $30-40^\circ$ en dirección al E.

El anticlinal de Soacha es la estructura más occidental del valle del río Soacha, su flanco oriental muestra buzamientos altos (entre $50-80^\circ$) a inversos y su flanco occidental se encuentra afectado por una falla inversa de poco salto con rumbo N-S que pone en contacto la parte inferior del Grupo Guadalupe con su parte superior (ver figura 3.10. c). En la parte interna de la estructura aflora la Formación Chipaque que desaparece hacia el sur cuando el anticlinal cabecea y es cortado por otro cabalgamiento del sistema de fallas de Soacha. Todas las estructuras del valle del río Soacha hacia el sur desaparecen y, en cambio, se observa un monoclinal afectado por cabalgamientos con vergencia al occidente que corresponden con el sistema de fallas de Soacha (ver figuras 3.9.).

Figura 3.10. Estructuras presentes en la parte central de la zona sur. *a.* Anticlinal de Chebá en contacto fallado con sinclinal de Soacha. *b.* Capas verticales del Grupo Guadalupe en el anticlinal de Soacha. *c.* Flanco occidental del anticlinal de Soacha en contacto fallado con sinclinal de Sibaté. *d.* Sistema de Fallas de Soacha-Sibaté. *e.* Flanco oriental del anticlinal de San Miguel. *f.* Flanco occidental invertido del anticlinal de San Miguel. *g.* Inversiones locales del Grupo Guadalupe, anticlinal de San Miguel. *h.* Anticlinal el Charquito.

a.



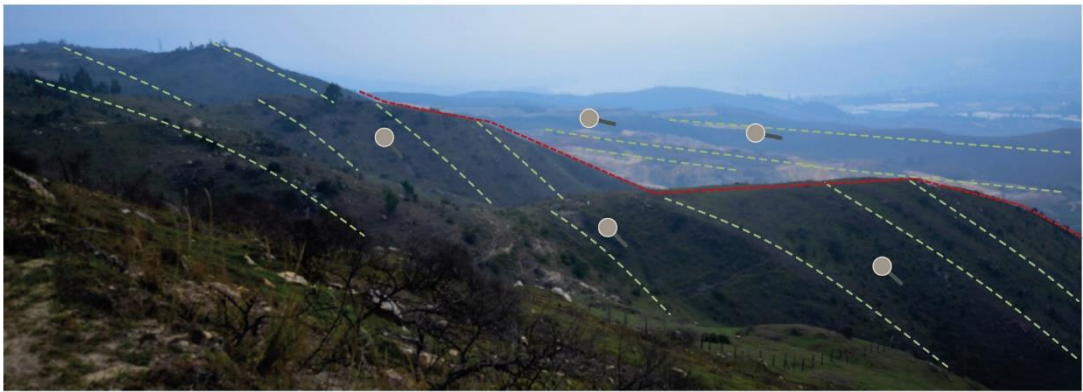
b.



W

E

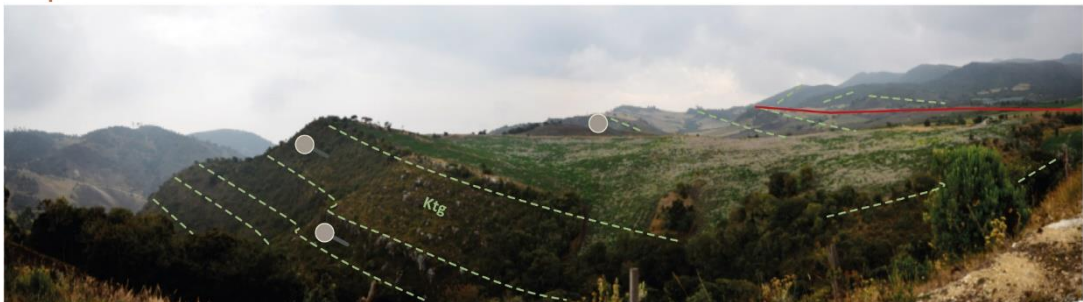
c.



SE

NW

d.



W

E

e.



W

E

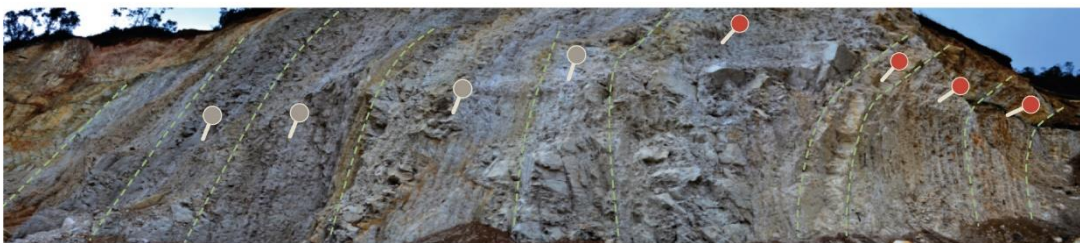
f.



NE

SW

g.



E

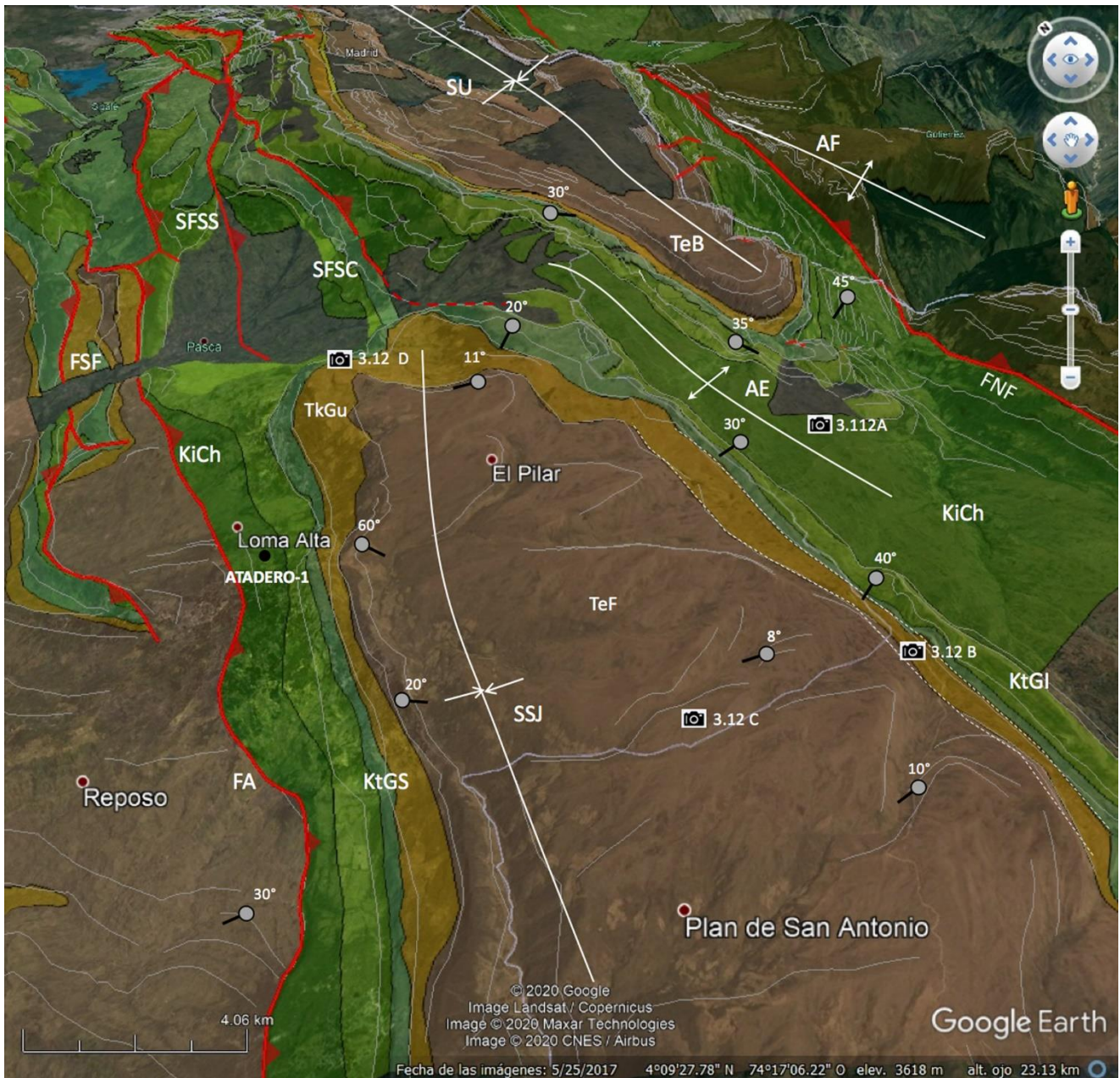
W

h.



Al occidente de las estructuras del río Soacha se encuentra el sinclinal de Sibaté, una estructura amplia, asimétrica, con flancos de inclinación variables conformados por la parte superior del Grupo Guadalupe. Al oriente está limitada por el sistema de fallas de Soacha-Sibaté y al occidente por las estructuras de la zona de Tequendama-Charquito donde son interpretados pliegues de poca extensión con inversiones parciales en sus flancos sinclinal y anticlinal el Charquito (figuras 3.10. g y 3.10. h). Estas estructuras desaparecen rápidamente hacia el sur y a la altura de Sibaté se define únicamente un monoclinal inclinado al E. La estructura más occidental de esta zona corresponde al anticlinal de San Miguel, sus flancos están conformados por la parte inferior del Grupo Guadalupe y en su núcleo se encuentran los niveles plásticos de la Formación Chipaque. Su flanco oriental tiene buzamientos en posición normal (ver figura 3.10. e) y se encuentra, además, afectado por el sistema de fallas del Charquito que progresivamente desaparecen hacia el sur. Su flanco occidental, por el contrario, se encuentra casi en su totalidad vertical a invertido, esta disposición de las capas es observado en la vía La Aguadita donde progresivamente pasan las capas de estar en posición normal con buzamientos cercanos a los 50° al W en las areniscas de la parte inferior del Grupo Guadalupe hasta llegar a encontrarse totalmente invertidas en la parte superior de esta misma secuencia (ver figura 3.10. f). Al igual que todas las estructuras de esta zona, a medida que van evolucionando hacia el sur, el anticlinal de San Miguel se hace más abierto hasta desaparecer.

Figura 3.11. Zona del páramo de Sumapaz. Cartografía geológica y estructuras principales del área.



Notas: FA: Falla Atadero. FSF: Falla San Miguel-Fusagasugá. SFSS: Sistema de fallas Soacha-Sibaté. SFSC: Sistema de fallas Soacha-Cajita. AE: Anticlinal Encenillos. SSJ: Sinclinal San Juan. FNF: Falla Nazareth-Frutica. AF: Anticlinal Frutica. SU: Sinclinal Usme. KiCh: Formación Chipaque. KtGI: Grupo Guadalupe Inferior. KtGS: Grupo Guadalupe Superior. TkGu: Formación Guaduas. TeF: Formación Fusagasugá.

Fuente: Modificado de google earth pro.

Al sur del municipio de Pasca, las estructuras que estaban presentes en el valle del río Soacha y que progresivamente han pasado a ser un monoclinal fallado desaparecen, en cambio se define el sinclinal de San Juan (ver figura 3.12. d) como una estructura amplia, limitada en su flanco occidental por la falla inversa de Atadero que emerge con las mismas características en vergencia del sistema de fallas de Soacha, pero difiere en su *throw* —que se deduce es de kilómetros—, al poner en contacto a las rocas de la Formación Chipaque en rampa de bloque colgante contra las lodolitas de la Formación Fusagasugá en su bloque yacente (ver figura 3.11.). Con el objetivo de probar la presencia de hidrocarburos en las areniscas del Grupo Guadalupe en el bloque yacente de esta falla, fue perforado en el 2002 en el flanco occidental del sinclinal el pozo exploratorio Atadero-1. Posteriormente, en el apartado de interpretación sísmica, serán tratados sus resultados. Sobre este flanco fueron medidos buzamientos de hasta 60° al E.

La parte interna del sinclinal está conformada por las lodolitas de la Formación Fusagasugá que reposan discordantes sobre la Formación Guaduas. Esta relación es claramente establecida en el flanco oriental en el páramo de Sumapaz en la vía que conduce desde Usme a San Juan de Sumapaz (ver figura 3.12. b) y donde se pudo establecer que el Grupo Guadalupe tiene buzamientos variables pero que tienden a ser mayores hacia el sur hasta llegar a ser de 40°. Aquí la Formación Guaduas, que le suprayace, tiene un espesor reducido que aumenta en dirección al norte progresivamente. En conjunto, se define una geometría de capas en abanico que a medida que se asciende estratigráficamente van perdiendo inclinación. Esta relación discordante de las unidades que conforman el flanco oriental del sinclinal de San Juan y el flanco occidental del anticlinal de Encenillos (ver figura 3.12. c), contrasta con las cartografías anteriores que interpretan una falla inversa buzando al W paralela a las capas entre el Grupo Guadalupe y la Formación Guaduas (Falla de Tasajeras) (Caicedo *et al.*, 2002). Al igual que la falla de Bogotá, esta estructura sería difícil de trazar entre capas con una continuidad geométrica.

El anticlinal de Encenillos al oriente (ver figura 3.12. a), aparece en el páramo de Sumapaz como una estructura con buzamientos similares en ambos flancos (entre 30-40°) con una extensión de 15 km y una longitud de onda de 5 km. Su núcleo está compuesto por los niveles arcillosos de la Formación Chipaque y sus flancos están conformados por el Grupo Guadalupe. Su límite al oriente y su extensión al sur está relacionado con el cierre del sinclinal de Usme.

Figura 3.12. a. Panorámica del anticlinal de Encenillos en el páramo de Sumapaz ($74^{\circ}12'W$; $4^{\circ}7'N$). b. Flanco oriental del sinclinal de San Juan en la vía al municipio de igual nombre ($74^{\circ}15'W$; $4^{\circ}3'N$). c. Parte interna del sinclinal de San Juan, donde se deduce la relación discordante entre la secuencia cretácica y la terciaria ($74^{\circ}16'W$; $4^{\circ}4'N$). d. Cierre del sinclinal de San Juan, al sur de Pasca ($74^{\circ}16'W$; $4^{\circ}15'N$).

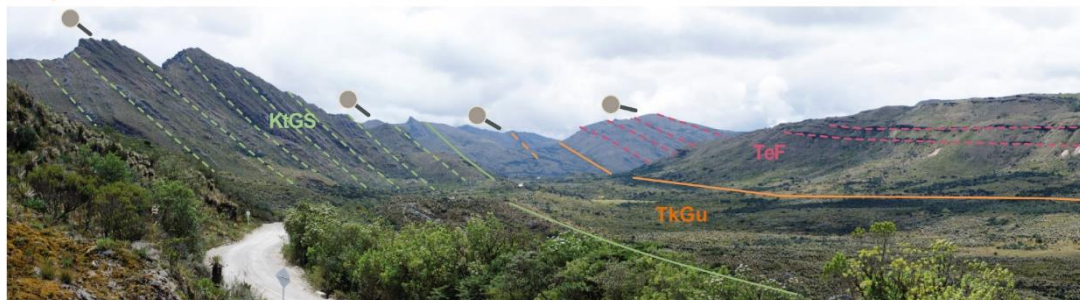
a.



E

W

b.



E

W

c.



NW

SE

d.

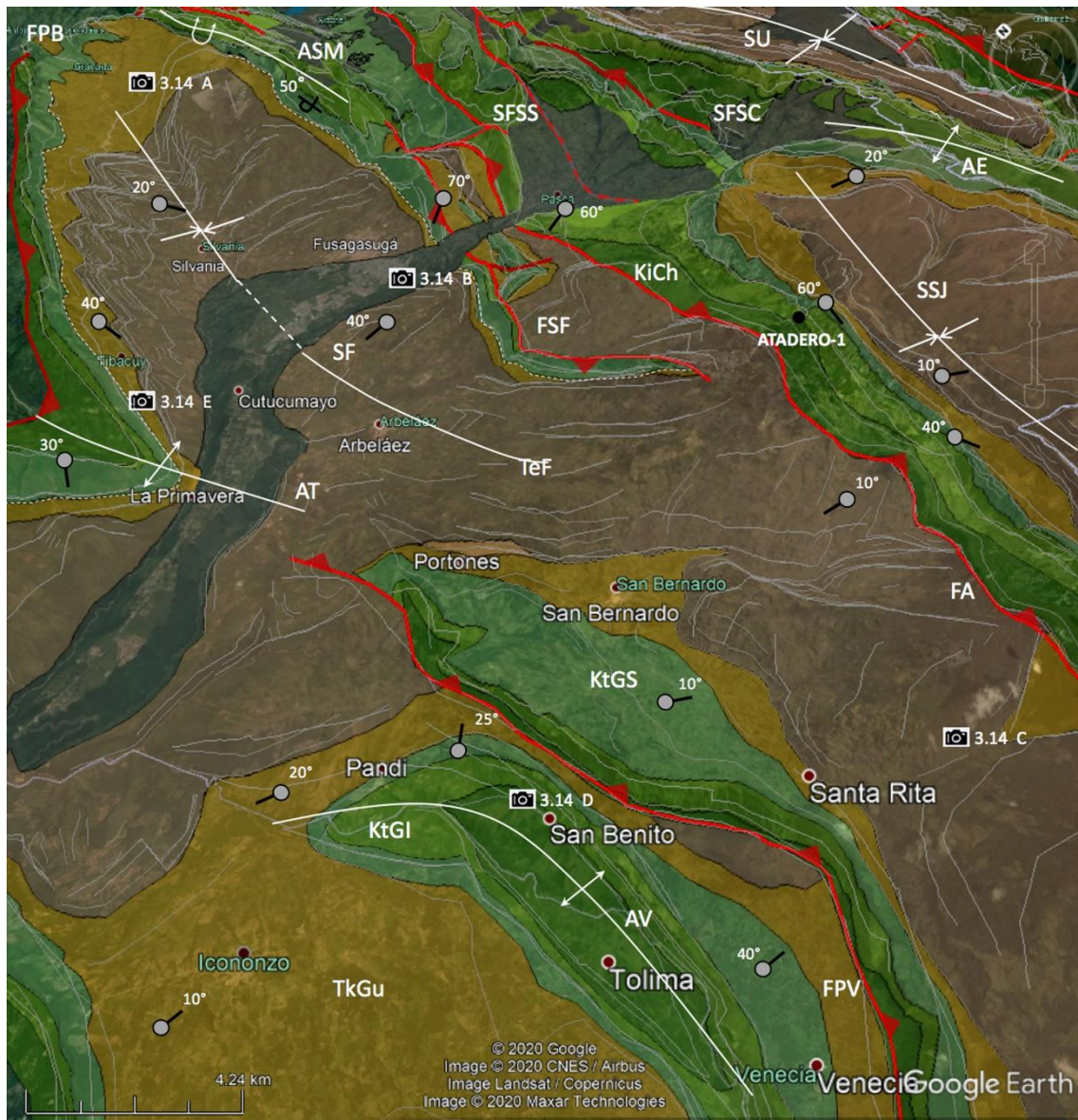


Notas: KiCh: Formación Chipaque. KtGI: Grupo Guadalupe Inferior. KtGS: Grupo Guadalupe Superior. TkGu: Formación Guaduas. TeF: Formación Fusagasugá.

La estructura más occidental del área de estudio es el sinclinal de Fusagasugá. En sus dimensiones es similar al sinclinal de Usme, puede trazarse por casi 40 km y tiene una longitud de onda de 13 km. Al oriente limita con el anticlinal de San Miguel y el sistema de fallas de San Miguel-Fusagasugá. La relación anticlinal/sinclinal en la vía San Miguel-Fusagasugá se infiere discordante, las capas del Grupo Guadalupe en el flanco occidental del anticlinal tienen buzamientos verticales que progresivamente se van invirtiendo hasta la parte más superior de la unidad en donde fueron medidas capas entre 40-50° en dirección al E. El contacto con la suprayacente Formación Guaduas está cubierto, pero el cambio abrupto en la morfología y los buzamientos medidos un poco más al sur sobre esta unidad sugieren una geometría en abanico de las capas, como la determinada también entre el anticlinal de Bogotá y el sinclinal de Usme al oriente (ver figura 3.14. a). La definición de una falla limitando las dos estructuras ha sido propuesta anteriormente (Jaimes, *et al.*, 2006; Acosta y Ulloa, 2001) pero es descartada con base en la interpretación sísmica que será explicada en el siguiente apartado. Continuando hacia el sur, sobre el mismo flanco del sinclinal a la altura de la ciudad de Fusagasugá, el anticlinal de San Miguel ya no se reconoce y en cambio se define una discordancia progresiva entre la parte superior del Grupo Guadalupe y la Formación Fusagasugá que, proyectada hacia el norte, corresponde con el flanco occidental del anticlinal de San Miguel. Esta estructura está limitada al oriente por la falla inversa de San Miguel-Fusagasugá (ver figura 3.14. b) que tiene dirección NE-SW y está inclinada al E. Se define un *throw* bajo ya que pone en contacto a las rocas de la Formación Fusagasugá en su bloque yacente contra la parte superior del Grupo Guadalupe en rampa de bloque colgante. Hacia el sur cambia su dirección a NW-SE para finalmente desaparecer al SE de la población de Arbeláez. Una vez la falla

desaparece, el flanco oriental del sinclinal presenta buzamientos muy bajos y queda limitado por la falla inversa de Atadero (ver figura 3.14. c). Una estructura con vergencia opuesta a la de San Miguel-Fusagasugá y un *throw* muy alto ya que expone en su bloque colgante en rampa a la Formación Chipaque, contra las lodolitas de la Formación Fusagasugá en su bloque yacente. Esta falla mantiene su expresión hasta el límite sur de la zona de estudio.

Figura 3.13. Estructuras presentes en Fusagasugá y alrededores. Cartografía geológica y estructuras principales del área.



Notas: SFSC: Sistema fallas Soacha-Cajita. SFSS: Sistema fallas Soacha-Sibaté. FA: Falla Atadero. FSMF: Falla San Miguel-Fusagasugá. FPV: Falla Portones-Venecia. FPB: Falla Piedras Blancas. SU: Sinclinal Usme. AE: Anticlinal Encenillos. SSJ: Sinclinal San Juan. ASM: Anticlinal San Miguel. SF: Sinclinal Fusagasugá. AT: Anticlinal Tibacuy. AV: Anticlinal Venecia. Kich: Formación Chipaque. KtGI: Grupo Guadalupe Inferior. KtGS: Grupo Guadalupe Superior. TkGu: Formación Guaduas. TEF: Formación Fusagasugá.

Fuente: Modificado de google earth pro.

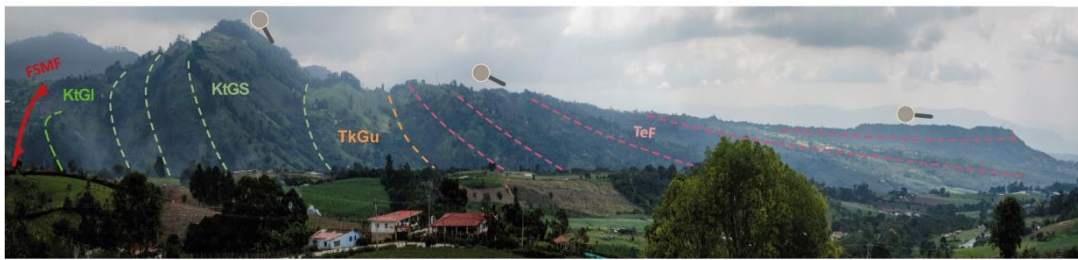
El flanco occidental del sinclinal de Fusagasugá, en su porción norte, se encuentra en rampa del bloque colgante de la falla de Piedras Blancas. Los buzamientos aquí disminuyen progresivamente desde la parte superior del Grupo Guadalupe donde se midieron capas de 40° de inclinación en dirección al E, mientras que la Formación Fusagasugá tiene inclinaciones de máximo 20° . Adicionalmente, en los alrededores del municipio de Tibacuy, ha sido reportado un faltante de secuencia con base en datos palinológicos entre la parte superior del Grupo Guadalupe y la Formación Guaduas (Bayona *et al.*, 2003). Finalmente, en dirección a los municipios de Icononzo y Venecia se observa la terminación SW del sinclinal que está marcada por el anticlinal de Tibacuy (ver figura 3.14 e) y la falla de Portones-Venecia que tiene igual vergencia que la de Piedras Blancas. Los buzamientos medidos dentro de la Formación Fusagasugá, en el bloque colgante de la falla, son bajos. El sinclinal de Fusagasugá (también conocido como el sinclinal de Cabrera) es caracterizado como una estructura limitada por dos fallas de igual vergencia. Hacia el occidente, en el bloque yacente de la falla de Portones-Venecia, es diferenciado el anticlinal de Venecia como una estructura de poca continuidad lateral con su flanco oriental más inclinado y su núcleo representado por la Formación Chipaque (ver figura 3.14 d).

Figura 3.14. a. Extremo norte del sinclinal de Fusagasugá. ($74^\circ 20' W$; $4^\circ 28' N$). b. Flanco oriental del sinclinal de Fusagasugá al SE de la ciudad del mismo nombre ($74^\circ 21' W$; $4^\circ 18' N$). c. Falla Atadero al SE del municipio de San Bernardo ($74^\circ 20' W$; $4^\circ 8' N$). d. Estructuras en cercanías a la población de Venecia ($74^\circ 28' W$; $4^\circ 9' N$). e. Anticlinal de Tibacuy ($74^\circ 28' W$; $4^\circ 19' N$).

a.



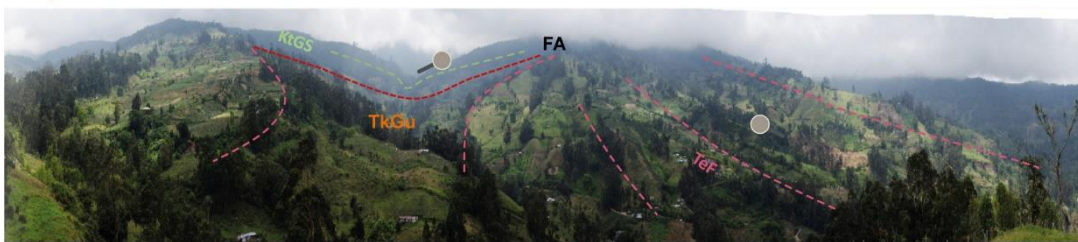
b.



E

W

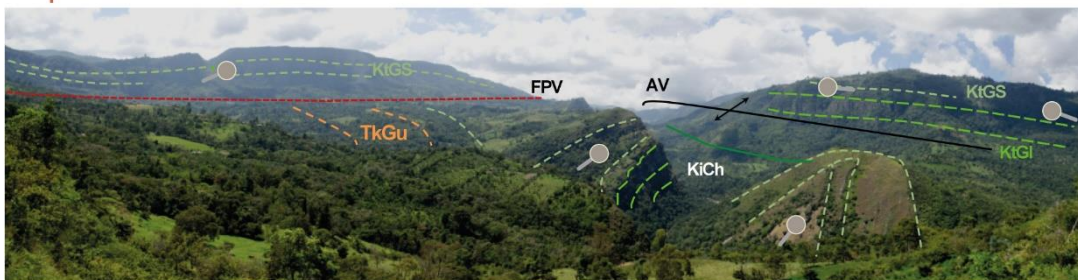
c.



N

S

d.



SE

NW

e.



S

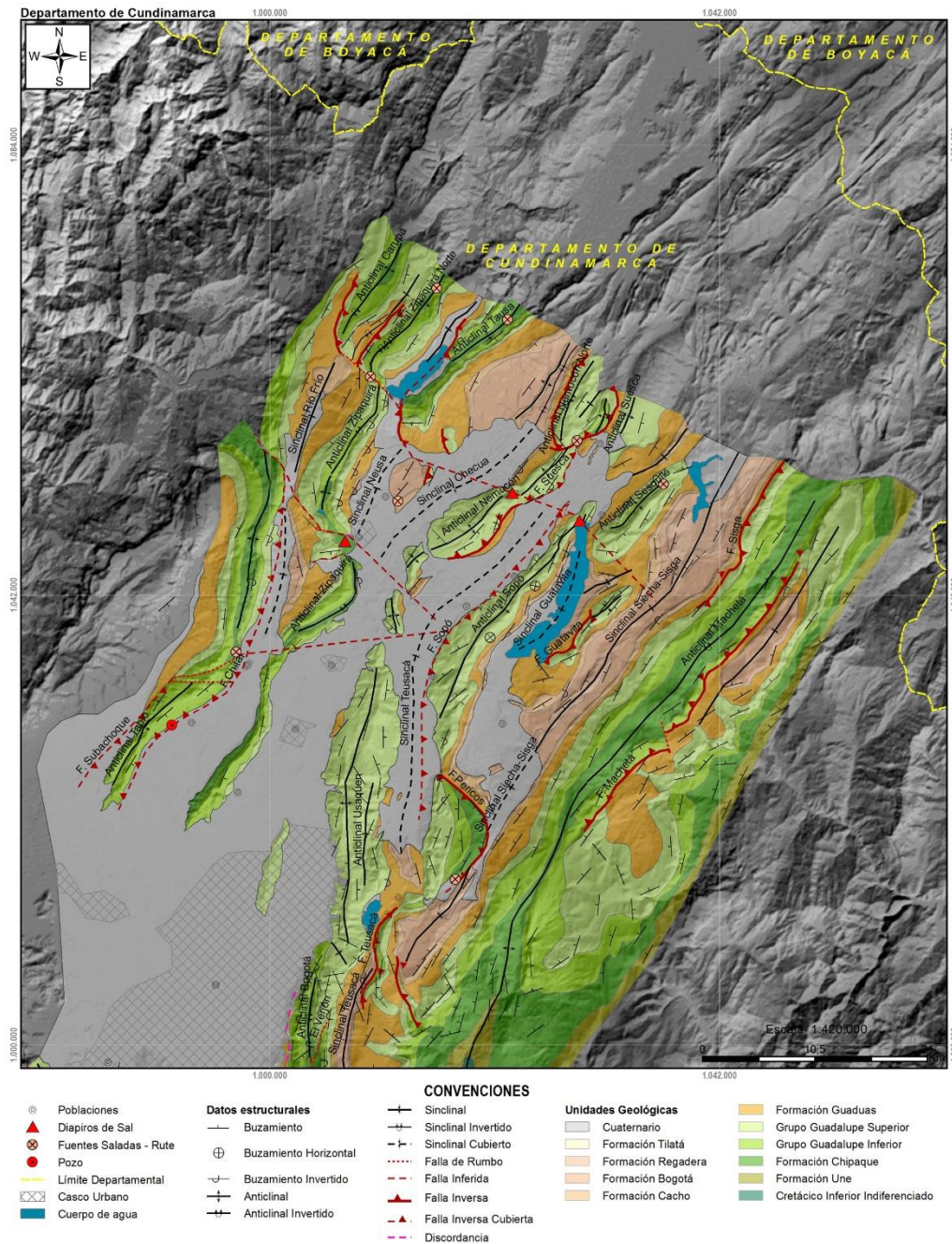
N

Notas: KiCh: Formación Chipaque. KtGI: Grupo Guadalupe Inferior. KtGS: Grupo Guadalupe Superior. TkGu: Formación Guaduas. TeF: Formación Fusagasugá. AV: Anticlinal Venecia. FPV: Falla Portones-Venecia.

3.1.2. Zona Norte

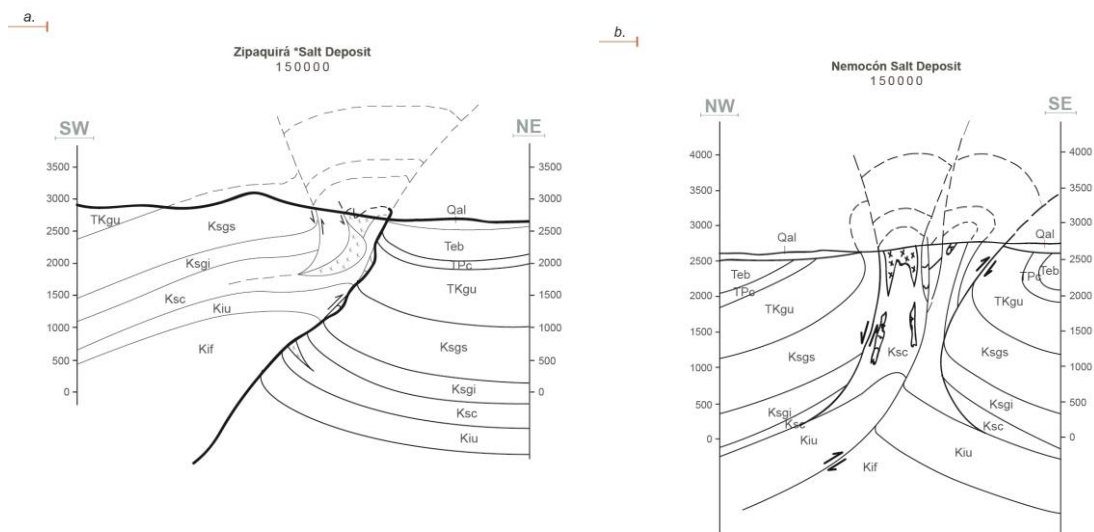
Las estructuras presentes en esta zona han sido sometidas a diversos estudios que a través del tiempo han ido describiendo sus principales características (Kammer *et al.*, 2020; Teixell *et al.*, 2015; García y Jiménez, 2016; Sarmiento, 2011, 2001; Cortés *et al.*, 2006; Gómez *et al.*, 2005b; Montoya Reyes, 2005; Lozano *et al.*, 2003; Camargo, 1995; López *et al.*, 1990; McLaughlin *et al.*, 1975, 1972, 1970; Julivert, 1970, 1963, 1962; Campbell y Bürgl, 1965; Ujueta, 1961).

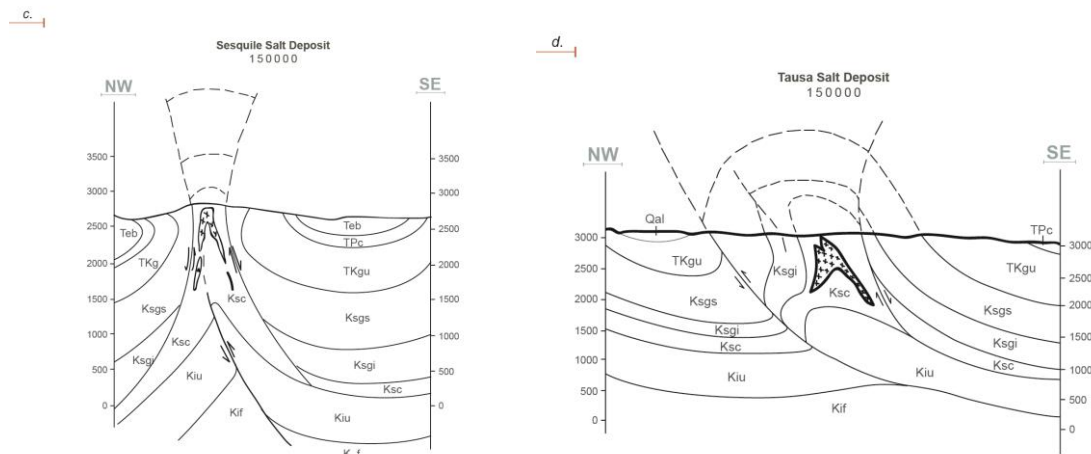
Figura 3.15. Cartografía geológica zona norte.



El elemento más relevante de los pliegues de la Sabana de Bogotá es la presencia de sal asociada a los núcleos de anticlinales donde se encuentra la Formación Chipaque (anticlinales de Zipaquirá, Nemocón, Sesquilé y Tausa). Estas estructuras pueden trazarse por más de 20 km de manera discontinua y sinuosa, sus flancos tienen vergencias variables (ver figura 3.15.). Dos anticlinales intermedios están presentes en esta zona, con trazas axiales de menor extensión: el anticlinal de Sesquilé y el anticlinal de Guatavita. En cuanto a los sinclinales, se distinguen como estructuras amplias comparativamente, con longitudes de onda máximas de 8 km: sinclinales de Subachoque, Río Frío, Neusa, Checua, Sesquilé y Siecha. Aunque gran parte de sus núcleos está cubierta por depósitos cuaternarios, pueden observarse sus flancos verticalizados con inversiones y afectados por fallas inversas en ambas vergencias (falla de Machetá, Perico, Nemocón, Checua, Tabio). Asimismo, se observa un sistema de fallas transversales u oblicuas (*tear faults*), que cortan los pliegues principales a menudo acomodando cambios de vergencia (Fallas de Tabio-Sopó, Zipaquirá-Tocancipá, Nemocón-Sesquilé, Suesca y Neusa).

Figura 3.16. Secciones estructurales esquemáticas de las minas de sal de la Sabana de Bogotá: a. Zipaquirá. b. Nemocón. c. Sesquilé d. Tausa.





Fuente: McLaughlin *et al.* (1970).

Hacia el occidente se encuentra el anticlinal de Zipaquirá, una estructura que a lo largo del trazo de su eje puede ser dividida en tres segmentos según la orientación de sus flancos y del trazo axial, que cambia según va atravesando una serie de fallas direccionales de orientación oblicua. Al sur, a la altura del municipio de Tabio, el anticlinal es cortado por la falla Tabio-Sopó que tiene un movimiento dextral y hace que al sur de la falla del anticlinal aflore únicamente su flanco oriental con buzamientos muy altos. Hacia el norte de la falla, los dos flancos del anticlinal están conformados por las capas del Grupo Guadalupe y están inclinados hacia el occidente; la traza axial del anticlinal tiene rumbo N50E y el pliegue una vergencia al E, siendo el flanco oriental el invertido con buzamientos entre 30-40°. El flanco occidental tiene buzamientos entre 20-30° en capas con polaridad normal (ver figura 3.18. b).

Hacia el norte, a la altura de la población de Zipaquirá, se encuentra la mina de sal del mismo nombre cuyo cuerpo salino se encuentra intruído dentro de la Formación Chipaque (López *et al.*, 1990) y condiciona la geometría del anticlinal siendo muy compleja debido al ascenso salino. Teixell *et al.* (2015), proponen que los anticlinales de la Sabana de Bogotá (ej. Zipaquirá, Nemocón y Sesquilé) (ver figura 3.16.) fueron formados como paredes salinas diapíricas establecidas durante la fase de *rifting*, que posteriormente fueron exprimidas y soldadas durante el acortamiento andino en conjunto con la sedimentación sintectónica y el desarrollo de secuencias halocinéticas. Al norte del diapiro, la estructura es cortada nuevamente por una falla transformante, la falla sinistral de Zipaquirá-Tocancipá, que hace que la estructura al norte de la falla cambie drásticamente su orientación y el trazo axial tenga un rumbo N30W (aunque

rápidamente hacia el norte vuelve a cambiar su rumbo a N25E). En cuanto a sus flancos conformados por el Grupo Guadalupe, se define el flanco oriental inverso y su flanco occidental con buzamientos entre 40-50° en disposición normal, y el núcleo aparece la Formación Chipaque en una franja estrecha y alargada. Hacia el norte ambos flancos presentan verticalizaciones e inversiones que hacen que el trazo del eje sea sinuoso hasta encontrarse con la falla de desgarre de Neusa al norte, donde el anticlinal es desplazado hacia el occidente y aparecen una serie de pliegues con rumbo N50E/S50W paralelos entre sí (anticlinales de Carupa y Tausa), limitados por fallas inversas de pocos metros de desplazamiento con vergencia al W y perpendiculares a la falla de desgarre (fallas de Carupa, Zipaquirá Norte y Tausa) (ver figura 3.18. a).

Figura 3.17. Cartografía geológica y estructuras principales de la zona norte.



Notas: FTS: Falla Tabio-Sopó. FZT: Falla Zipaquirá-Tocancipá. FNS: Falla Nemocón-Sesquilé. FN: Falla Neusa. FS: Falla Suesca. FP: Falla Pericos. FM: Falla Macheté. AT: Anticlinal Tabio. SRF: Sinclinal Río Frío. AC: Anticlinal Carupa. AZ: Anticlinal Zipaquirá. AZN: Anticlinal Zipaquirá Norte. ATA: Anticlinal Tausa. AU: Anticlinal Usaquén. AN: Anticlinal Nemocón. SCH: Sinclinal Checua. ASU: Anticlinal Suesca. ASE: Anticlinal Sesquilé. AG: Anticlinal Guatavita. ASP: Anticlinal Sopó. AG: Anticlinal Guatavita. STN: Sinclinal Tierra Negra. STE: Sinclinal Teusacá. SSS: Sinclinal Siecha-Sisga. AM: Anticlinal Macheté. SSU: Sinclinal Sueva.

Al oriente del anticlinal de Zipaquirá se delimita el anticlinal de Nemocón, que es la proyección hacia el norte del anticlinal de Bogotá-Usaquén. El valle sinclinal entre ambos anticlinales (Zipaquirá y Nemocón) se encuentra cubierto en gran parte por depósitos lagunares cuaternarios y únicamente hacia el extremo norte es reconocido el sinclinal de Checua, estructura asimétrica con un trazo axial de rumbo N30E y que contiene las formaciones Cacho y Bogotá en el núcleo. El flanco occidental es extenso, afectado por una falla inversa de pocos metros de salto y con una disposición de las capas normales con buzamientos bajos de 10-20°, mientras que el flanco oriental se caracteriza por ser más corto y estar invertido con buzamientos variables entre 30-70°. La relación con respecto al anticlinal de Nemocón había sido interpretada hasta ahora con una falla (falla de Cucunubá); sin embargo —al igual que la relación del sinclinal de Usme y el anticlinal de Bogotá al sur—, aun cuando una falla podría explicar la falta de secuencia e inversión de las capas, sería una estructura difícil de trazar al ser una falla paralela a las capas verticales o invertidas con una continuidad geométrica. Se ha definido entonces una relación discordante entre las capas del Grupo Guadalupe que dibujan el anticlinal de Nemocón y la Formación Guaduas del sinclinal de Checua.

Figura 3.18. a. Anticlinal de Tausa en el bloque colgante de la falla de Neusa (73°56'W; 5°10'N). b. Anticlinal de Zipaquirá al sur de la población del mismo nombre. Flanco oriental invertido (74°1'W; 4°57'N). c. Panorámica sobre el anticlinal de Nemocón. Nótese la variación en la dirección e inclinación del eje del plano axial de la estructura. d. Panorámica sobre el anticlinal de Sesquilé, flanco occidental invertido. e. Panorámica Anticlinal de Machetá, estructura más oriental de la parte norte del área de estudio.

a.



NW

SE

b.



SE

NW

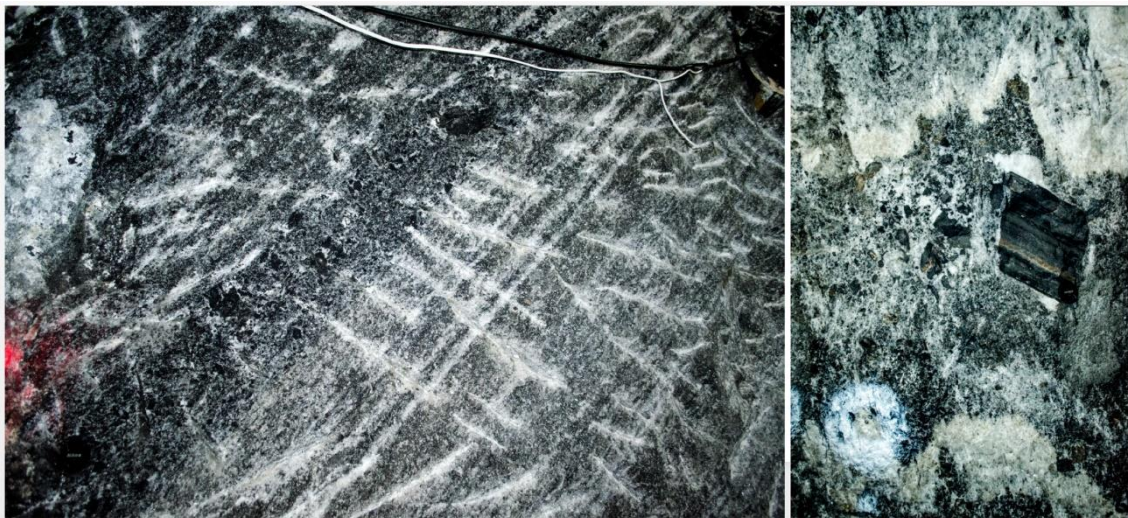


Notas: KiCh: Formación Chipaque. KtGI: Grupo Guadalupe Inferior. KtGS: Grupo Guadalupe Superior. TkGu: Formación Guaduas.

El anticlinal de Nemocón está conformado en su totalidad por la parte superior del Grupo Guadalupe exceptuando la zona donde se encuentra el diapiro salino, que al igual que en Zipaquirá, está encajado en la Formación Chipaque (ver figura 3.18. c). Según el trazo axial, el anticlinal está dividido en varios segmentos limitados por las mismas fallas oblicuas direccionales que afectan el anticlinal de Zipaquirá. Al sur se halla la falla de Tabio-Sopó, que tiene un movimiento dextral y desplaza la traza axial hacia el E, que pasa de tener una orientación casi N-S por una N10W durante aproximadamente 4 km hacia el norte, hasta donde es cortado nuevamente por una falla de desgarre: la falla sinistral de Zipaquirá-Tocancipá. Al norte de esta falla, el anticlinal cambia de orientación y su trazo axial tiene una dirección N55E que se mantiene hacia el norte, exceptuando en las cercanías del diapiro. Ambos flancos de la estructura, desde el sur hasta el municipio de Nemocón al norte, tienen una disposición de las capas normal que progresivamente —y a medida que se va

acercando hacia el diapiro— van aumentando sus ángulos de buzamiento hasta encontrarse verticales e invertidos en la zona adyacente al cuerpo salino. En Nemocón el anticlinal es segmentado por la falla de Nemocón-Sesquilé que corta oblicuamente la estructura y muestra un comportamiento direccional en sentido dextral. El diapiro también se encuentra intruído dentro de la Formación Chipaque y en interior de la mina la sal está dispuesta en "bandas" muy inclinadas o verticales que realmente son la foliación por flujo según el movimiento de la masa salina y donde, además, son observados dentro de la sal fragmentos de una roca arcillosa negra con un contenido en materia orgánica alto y que pueden provenir del Cretácico Inferior (ver figura 3.19.) (López *et al.*, 1990).

Figura 3.19. En la mina de sal de Nemocón. Fotografías que muestran la sal presente en el subsuelo de Nemocón.



Nótese el flujo vertical y los fragmentos de rocas arcillosas de coloración oscura contenidos (73°52'W; 5°3'N)

Al norte del diapiro, ambos flancos del anticlinal están en posición inversa con vergencias opuestas; geometría que interpreto como debida al acortamiento y evacuación de la sal, llegando a producir localmente una soldadura de paredes salinas. Esta geometría se mantiene hasta que el anticlinal es nuevamente cortado al norte por la falla de Suesca, que a esta latitud tiene una orientación casi W-E pero que hacia el extremo norte del área de estudio va rotando hasta estar casi N-S a la altura del municipio de Suesca, donde su movimiento es inverso y su vergencia es hacia el E. El bloque colgante de esta falla contiene, hacia el norte, la continuación del anticlinal de Nemocón con su flanco occidental inverso con buzamientos variables entre 30-70°, mientras su flanco oriental es normal con buzamientos entre 30-40°. Hacia el este, aparecen —haciendo parte también del bloque colgante de la falla de

Suesca— un sinclinal y un anticlinal de menor dimensión (denominados de Nemocón y Suesca W respectivamente).

Entre el anticlinal de Nemocón y el anticlinal de Sopó al oriente, se encuentra un valle cubierto en gran parte por depósitos cuaternarios, aunque hacia su extremo sur se observa un sinclinal apretado con múltiples variaciones en sus flancos (sinclinal de Teusacá). Este pliegue es cartografiable desde Une, al sur, hasta la Calera, al norte. Su núcleo en la parte norte está conformado por las rocas de la Formación Bogotá y sus flancos por la Formación Guaduas.

El anticlinal de Sopó es una estructura delimitada por la parte superior del Grupo Guadalupe con su traza axial en dirección N35E. A diferencia de los anticlinales descritos anteriormente en esta zona, esta estructura no está afectada por fallas transversas. Su flanco oriental, entre Gachancipá y Sesquilé, muestra una inversión de las capas y, además, hacia la parte interna de la estructura, existe una pequeña franja de la Formación Chipaque donde antiguamente hubo extracción de sal en la mina de Sesquilé. Hacia el sur, el flanco oriental del anticlinal presenta capas verticales a invertidas, mientras su flanco occidental mantiene su polaridad normal hasta el municipio de Sopó donde desaparece la estructura. Hacia el sur, la proyección del flanco oriental del anticlinal se encuentra replegada deduciéndose varias estructuras oblicuas de menor tamaño que, debido a su mal afloramiento, no fueron analizadas en detalle. Al extremo sur, aparece la falla inversa de Pericos que presenta geometría cóncava y vergencia al E; su bloque colgante está conformado por un monoclinal con buzamientos entre 20-30° con dirección al W que expone desde la Formación Chipaque hasta la parte superior del Grupo Guadalupe (que llega a verticalizarse e invertirse en sus capas más superiores).

Paralelo al anticlinal de Sopó, se encuentra hacia el oriente el sinclinal de Sesquilé, una estructura que se encuentra en gran parte cubierta por el embalse de Tominé y depósitos cuaternarios. Su flanco occidental está conformado por las capas de las formaciones Guaduas y Cacho en posición invertida en la zona adyacente a la mina de sal de Sesquilé, mientras que hacia el sur las variaciones en la polaridad de las capas son constantes. Por otra parte, su flanco oriental muestra una zona estructuralmente compleja: existen aquí una serie de pliegues oblicuos de poca extensión (anticlinal de Sesquilé, sinclinal de Tierra Negra y anticlinal de Guatavita), con trazas axiales de rumbo preferencial N50E y longitudes de onda muy cortas (ver figura 3.18. d). La transición entre estos pliegues con el sinclinal de Sesquilé es interpretada en este

trabajo como la falla de desgarre de Guatavita, de movimiento dextral, que pasa a lo largo del margen oriental del embalse de Tominé. La extensión del sinclinal de Sesquilé hacia el sur está relacionada con el cierre del anticlinal de Guatavita, que es definido en alrededores del municipio de Guasca.

Finalmente, al oriente de las estructuras anteriormente nombradas, aparecen dos estructuras de gran extensión con trazas axiales rectilíneas de orientación N40E: el sinclinal de Siecha-Sisga y el anticlinal de Machetá (ver figura 3.18. e). Estas estructuras limitan al oriente con la falla inversa de Machetá, que forma el límite oriental de la Sabana de Bogotá. El sinclinal de Siecha-Sisga es una estructura que en su núcleo contiene las Formaciones Bogotá y Regadera, sus flancos están conformados por las Formaciones Guaduas y Cacho y presentan algunas inversiones al oriente de Guatavita y al oriente de la represa del Sisga. El anticlinal de Machetá es una estructura conformada en su núcleo por la Formación Chipaque y sus flancos por el Grupo Guadalupe. A diferencia de los anticlinales descritos anteriormente, el de Machetá presenta inversiones menores y el trazo de su núcleo no presenta variaciones importantes. Su flanco oriental está cortado por la falla del mismo nombre, que tiene una orientación paralela al anticlinal y una vergencia hacia el E. El salto de la falla pone en contacto rocas del Grupo Guadalupe Inferior contra la Formación Guaduas.

El análisis en campo de las principales estructuras que se encuentran entre la Sabana de Bogotá y el páramo de Sumapaz muestra pliegues de escala kilométrica. Las inversiones suelen ser comunes e incluso pueden presentarse los dos flancos de la sección de un pliegue invertidos. Los sinclinales se caracterizan por ser estructuras amplias con longitudes de onda que pueden alcanzar la decena de kilómetros, mientras los anticlinales son pliegues comparativamente más estrechos y en su gran mayoría apretados. La relación entre ambas estructuras puede ser discordante con un faltante de secuencia muy característico entre la parte superior del Grupo Guadalupe y la base de la Formación Guaduas, aunque también son reconocidas fallas inversas con ambas vergencias. Las trazas axiales de las estructuras hacia la parte norte son más sinuosas y coinciden con la ocurrencia local de sal y la presencia de fallas transversales.

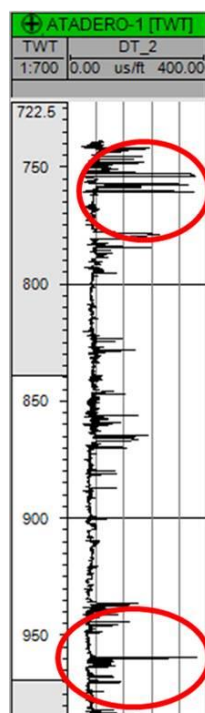
3.2. Interpretación sísmica

3.2.1. Amarre sísmico

Se ha realizado el amarre sísmico para los perfiles sísmicos 2D usando la información disponible del pozo Atadero-1, con un registro sísmico con intervalo de muestreo de 0,5 pies, un registro de *bulk density* (RHOB) con la misma tasa de muestreo, y valores de TWT estimados a partir de un VSP (*vertical seismic profile*). El amarre de pozo se realizó con la línea sísmica FUSA_2000_1265, procesada por la compañía Petroseismic en el año 2006.

La calidad de la información para el amarre sísmico-pozo es relativamente baja, ya que el registro sísmico presenta algunos picos tipo *cycle skipping* debido, probablemente, a malas condiciones dentro del hueco, estimando velocidades poco probables para las unidades de interés observadas en la figura 3.20. (Glover, 2000). Además, el *imaging* bajo la falla donde se ubicó el pozo tiene una calidad pobre, generando una cierta incertidumbre en el amarre y en la fiabilidad de las reflexiones. A pesar de esas limitaciones, el amarre obtenido es aceptable para los objetivos de este estudio que buscan tener un punto de anclaje inicial para la interpretación tectónica regional más que establecer puntos exactos en profundidad de algún objetivo.

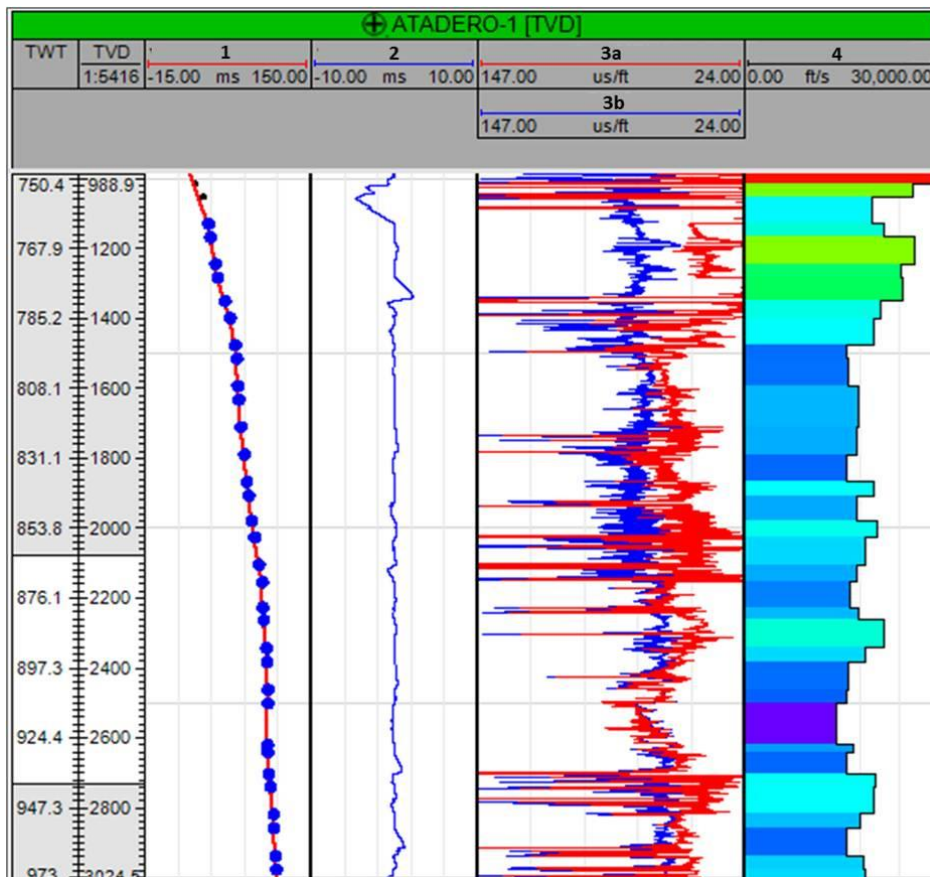
Figura 3.20. Registro sísmico del pozo Atadero-1. En círculos rojos se muestran los *spikes* correspondientes a mediciones erróneas debido a problemas durante la perforación del pozo.



3.2.1.1. Calibración del registro sísmico

Debido al efecto de *drift*, relacionado con la dispersión de velocidad entre las velocidades de registro sísmico a altas frecuencias (orden de los kHz) y las bajas frecuencias de la información sísmica (10 – 110 Hz), es necesario llevar a cabo una calibración (ver figura 3.21.). Para ello, se usan *knee points* del VSP y se realiza una corrección entre -20 ms y 20 ms al registro sísmico que, por lo general, tiene velocidades más altas (Stewart *et al.*, 1984).

Figura 3.21. Calibración del registro sísmico debido a efectos de *drift*, corregidos a partir de los tiempos de control interpretados del VSP. *a.* Tiempo de *Checkshot* – Tiempo de Registro: los puntos azules representan la diferencia de tiempos a las profundidades de *Checkshot* y la curva roja representa el desvío entre puntos de control. *b.* Desvío Residual entre los tiempos de *Checkshot* y el sísmico calibrado. *c.* Curva de sísmico (azul) y curva de sísmico calibrada. *d.* Velocidades de Intervalo.



3.2.1.2. Generación de sismograma sintético

A partir del espectro de amplitud de la línea sísmica FUSA_2000_1265 (ver figura 3.22.), se han establecido los parámetros de *taper* para la ondícula tipo Ormsby con

frecuencias en: 12-15-35-45 Hz. Fue aplicado un *bulk shift* de 20 ms y fueron necesarios cambios en las velocidades de intervalo debido a los problemas del sónico dentro del pozo, dando como resultado un amarre visualmente satisfactorio donde los principales eventos coinciden con el sintético del sónico (ver figura 3.23.). Algunos eventos con amplitudes fuertes no coinciden debido a que son artilugios creados por las velocidades anómalas.

Figura 3.22. Espectro de la línea sísmica FUSA_2000_1265, con los puntos de *taper* para la ondícula tipo Ormsby en línea punteada (12-15-35-45 Hz).

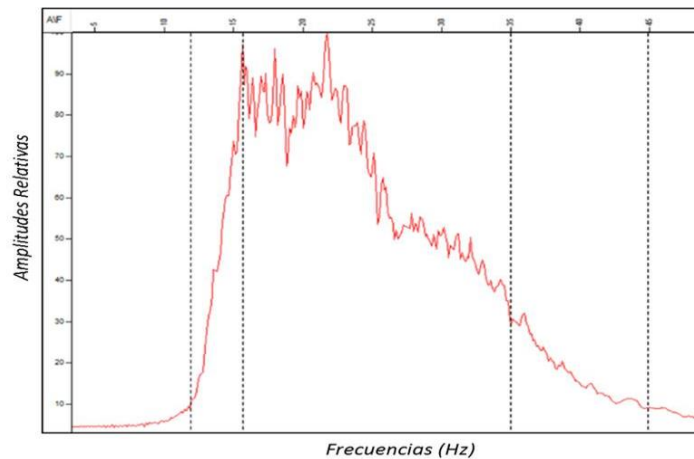
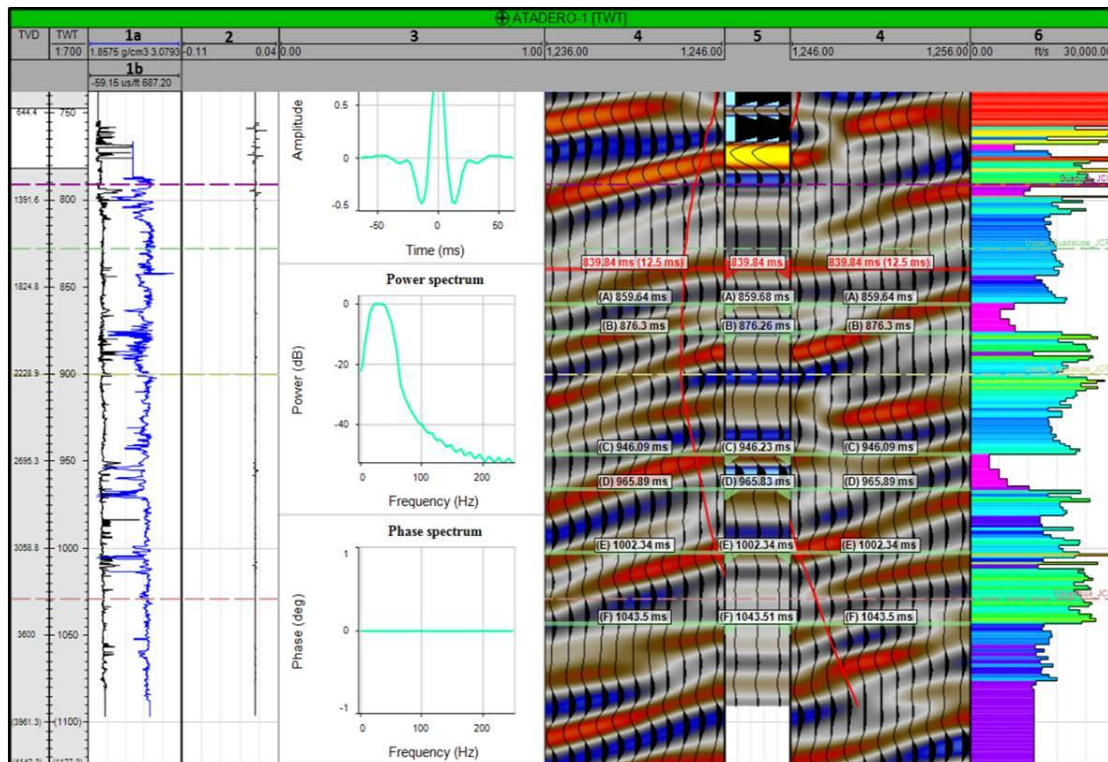


Figura 3.23. Sismograma sintético del pozo Atadero-1, junto con la sísmica FUSA_2000_1265, desde 600 hasta 1100 ms. 1a) Densidad Total. 1b) Sónico Calibrado. 2) Perfil de Coeficiente de Reflectividad. 3) Ondícula tipo Ormsby con su respectivo espectro de amplitudes. 4) Trazas en vecindad al pozo Atadero de la línea Fusa_2000_1265. 5) Sintético. 6) Velocidades de Intervalo.



3.2.2. Caracterización de facies sísmicas

Con base en la propuesta de Mitchum *et al.* (1977), (ver tabla 3.1.) para la definición de facies sísmicas, usando parámetros tales como 1) la configuración de reflexiones, 2) la continuidad, 3) la amplitud de la reflexión, 4) la frecuencia y 5) las formas externas, se pudo caracterizar cada una de las unidades sísmicas identificadas en el programa FUSA_2000, descrito específicamente para la línea FUSA_2000_1265. Los reflectores principales, como se mencionó anteriormente, coinciden con topes de unidades litoestratigráficas comparadas con la cartografía geológica y con las unidades de pozo identificadas durante el amarre con el pozo Atadero-1 (ver figura 3.23.).

Tabla 3.1.

Parámetros para la definición de facies sísmicas de Mitchum et al. (1977).

Parámetros de Facies Sísmicas	Interpretación Geológica
Configuración de las Reflexiones	Patrones de estratificación
	Procesos de deposición
	Erosión y Paleotopografía
	Contactos entre fluidos
Continuidad de la Reflexión	Continuidad de capas
	Procesos de deposición
Amplitud de la Reflexión	Contraste de Velocidad - Densidad
	Espaciamiento entre capas
	Contenido de fluido
Frecuencia de la Reflexión	Espesor de capas
	Contenido de fluido
Velocidad de Intervalo	Estimación de litología
	Estimación de porosidad
	Contenido de fluido
Formas Externas y Asociación Aérea de las Unidades	Ambiente de depósito general
	Fuente de sedimento
	Configuración geológica

Nota: Parámetros utilizados en este trabajo con ligeras modificaciones.

Basamento – Paleozoico Superior (Pz)

En orden estratigráfico la primera unidad que se identifica en los perfiles sísmicos, comenzando desde abajo, es el basamento con reflectores caóticos de baja continuidad, amplitud variable, baja frecuencia y una geometría indiferenciada. Su tope

se marca por un reflector de amplitud positiva de alta continuidad. Sobre el basamento se observa el Paleozoico Superior, a base con reflexiones caóticas de baja continuidad que van aumentando progresivamente en continuidad hacia el tope, al igual que sucede con la homogeneidad de las amplitudes y su frecuencia.

Cretácico Inferior indiferenciado (Kind)

Al Paleozoico le suprayace la unidad denominada Cretácico Inferior indiferenciado, de un bajo contraste con las características de los reflectores del Paleozoico Superior, y en la cual se observan reflectores caóticos de baja continuidad, amplitud variable y frecuencia variable. El Cretácico Inferior indiferenciado muestra claramente una geometría de cuña, por debajo de los reflectores paralelos a subparalelos característicos de la Formación Une. El bajo contraste entre el Paleozoico y el Cretácico Inferior indiferenciado, además de la baja continuidad de reflectores, se puede asociar a efectos de sombras de falla, y problemas de procesamiento asociado con los *offset* más lejanos. De igual manera, cabe mencionar la gran variedad litológica que comprende esta unidad sísmica, motivo por el cual también se sustenta la falta de *imaging* y de definición más concreta de la facies sísmica. Las unidades aquí incluidas comprenden la Formación Fόμεque y el Grupo Cáqueza.

Formación Une (KiU)

La Formación de areniscas de Une se caracteriza en general por tener una amplitud baja con buena continuidad y frecuencia intermedia. Esta respuesta sísmica se asocia a la homogeneidad en la unidad, dando como respuesta los rasgos sísmicos mencionados que contrastan muy bien con los definidos en las unidades arcillosas que la limitan a tope y base.

Formación Chipaque (KCh)

A la Formación Une le sigue la Formación pelítica de Chipaque, con reflectores paralelos de alta continuidad y alta amplitud a la base, respuesta al contenido calcáreo de las capas de areniscas intercaladas, lo cual aumenta significativamente tanto su velocidad como su densidad. En la parte superior de la unidad se aprecia una pérdida de amplitud debido a un mayor contenido arcilloso.

Grupo Guadalupe (KsG)

El Grupo Guadalupe ha sido dividido en dos partes, el Guadalupe Inferior (KsGI) se caracteriza sísmicamente por reflectores paralelos a subparalelos de alta continuidad y

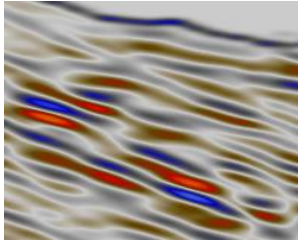
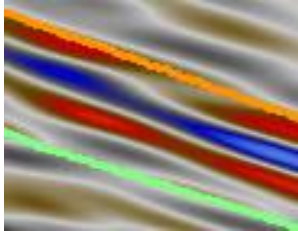
una amplitud débil en la base que aumenta progresivamente hacia el tope. Esto se puede deber al fuerte contraste de impedancias que presenta la secuencia basal de areniscas y arcillolitas, contra las areniscas más gruesas y menos cementadas del Guadalupe Superior (KsGS) que se caracterizan por dar reflectores subparalelos de baja amplitud y baja continuidad en un intervalo relativamente pequeño de tiempo, lo cual indica mayor predominancia de lutitas.

Formación Guaduas - Formación Bogotá (TkG)

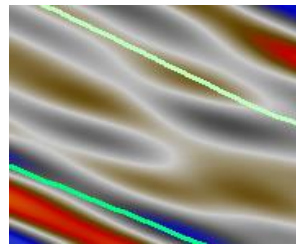
La Formación Guaduas se caracteriza por reflectores altamente continuos, paralelos y de alta amplitud, en un intervalo pequeño (ca. 50 ms), a los cuales les sucede la Formación lutítica de Bogotá con reflectores de baja continuidad, caóticos, de baja amplitud y alta frecuencia (ver tabla 3.2.). La característica sísmica de la Formación Guaduas puede ser el resultado del alto contraste de impedancias entre los mantos de carbón y las capas de arcilla con las capas arenosas existentes en la formación, y la respuesta sísmica de la Formación Bogotá se debe al alto contenido de arcilla, con baja compactación.

Tabla 3.2.

Imagen sísmica y características de sus facies sísmicas de las diferentes unidades descritas en esta investigación.

Unidades	Imagen Sísmica	Características de Facies Sísmicas	Litología
Fm. Bogotá		Reflectores caóticos Baja continuidad Amplitudes variables Frecuencia intermedia - alta	Parte Superior: Lodolitas varicoloreadas y arenita cuarzosa Parte Inferior: Arenitas líticas, lodolitas arenosas, arenitas finas, lodolitas rojizas y arenitas vulcanoclásticas
Tope Fm. Guaduas (TkG)			
Fm. Guaduas		Alta continuidad Altas amplitudes Alta frecuencia	Lutitas rojas, mantos de carbón e intercalación de arenitas de grano fino a la base
Tope Grupo Guadalupe Superior (KsGS)			

Grupo
Guadalupe
Superior

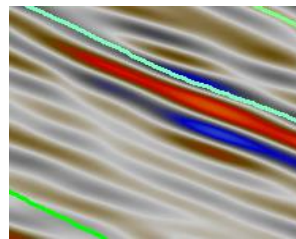


Reflectores caóticos de baja amplitud
Baja continuidad
Bajas amplitudes con incremento en algunas secciones
Frecuencia intermedia

Arenitas cuarzosa con intercalaciones de lodolita negra

Tope Grupo Guadalupe Inferior (KsGI)

Grupo
Guadalupe
Inferior

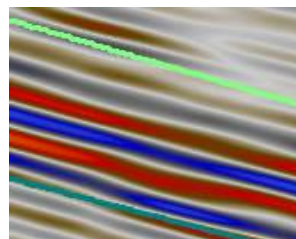


Reflectores con aumento de amplitud hacia el tope de gran espesor
Alta continuidad
Bajas amplitudes a la base y altas amplitudes al tope
Frecuencia intermedia - alta

Fm. Plaeners: Intercalación de arcillolitas, arenitas y fosforitas
Fm. Arenisca Dura: A la base arenita cuarzosa, a la parte media y superior, arenitas con intercalación de arcillolitas grises

Tope Fm. Chipaque (KiCh)

Fm Chipaque

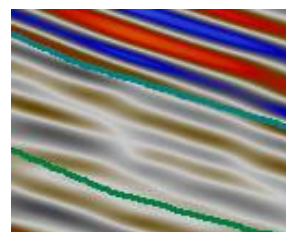


Reflectores altamente continuos
Alta continuidad en secciones de buena imagen sísmica
Altas amplitudes a la base de la unidad y decrecimiento hacia el tope
Frecuencia Intermedia

Parte Superior: Secuencia arcillosa con intercalación de arenita cuarzosa de grano fino
Parte Media: Arcillolitas intercaladas con arenitas
Parte Inferior: Lutitas negras con arenitas y calizas arenosas

Tope Fm. Une (KiU)

Fm. Une

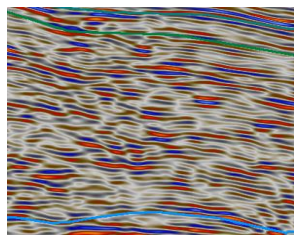


Reflectores continuos de amplitudes variables
Alta continuidad
Amplitudes predominantemente bajas en la parte superior
Frecuencia intermedia

Parte Media y Superior: Arenita cuarzosa intercalada con arcillolitas grises y negras
Parte Inferior: Arenitas curazosas de grano fino

Tope Cretácico Indiferenciado (Kind)

Cretácico
Indiferenciado

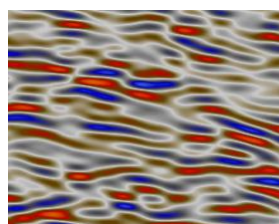


Reflectores, en su mayoría, caóticos
Baja continuidad, a excepción de algunos reflectores de alta amplitud
Amplitudes variables, mayormente altas
Baja frecuencia

Debido a la gran cantidad de unidades que aglomera, relacionar las facies sísmicas con una secuencia litológica resulta complejo y de poca practicidad

Tope Paleozoico Superior (Jr)

Paleozoico Superior

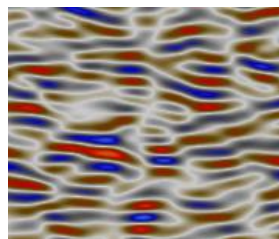


Reflectores caóticos
Baja continuidad en la mayoría de la unidad
Amplitudes variables (en su mayoría se presentan altas amplitudes)
Baja frecuencia

Parte Superior: Rocas calcáreas con intercalación de cuarzoarenitas y arcillolitas silíceas
Parte Media: Calizas oscuras y lodolitas calcáreas
Parte Inferior: Cuarzoarenitas de grano grueso con intercalación de arcillolitas y calizas

Tope Basamento Cristalino (Bas)

Basamento

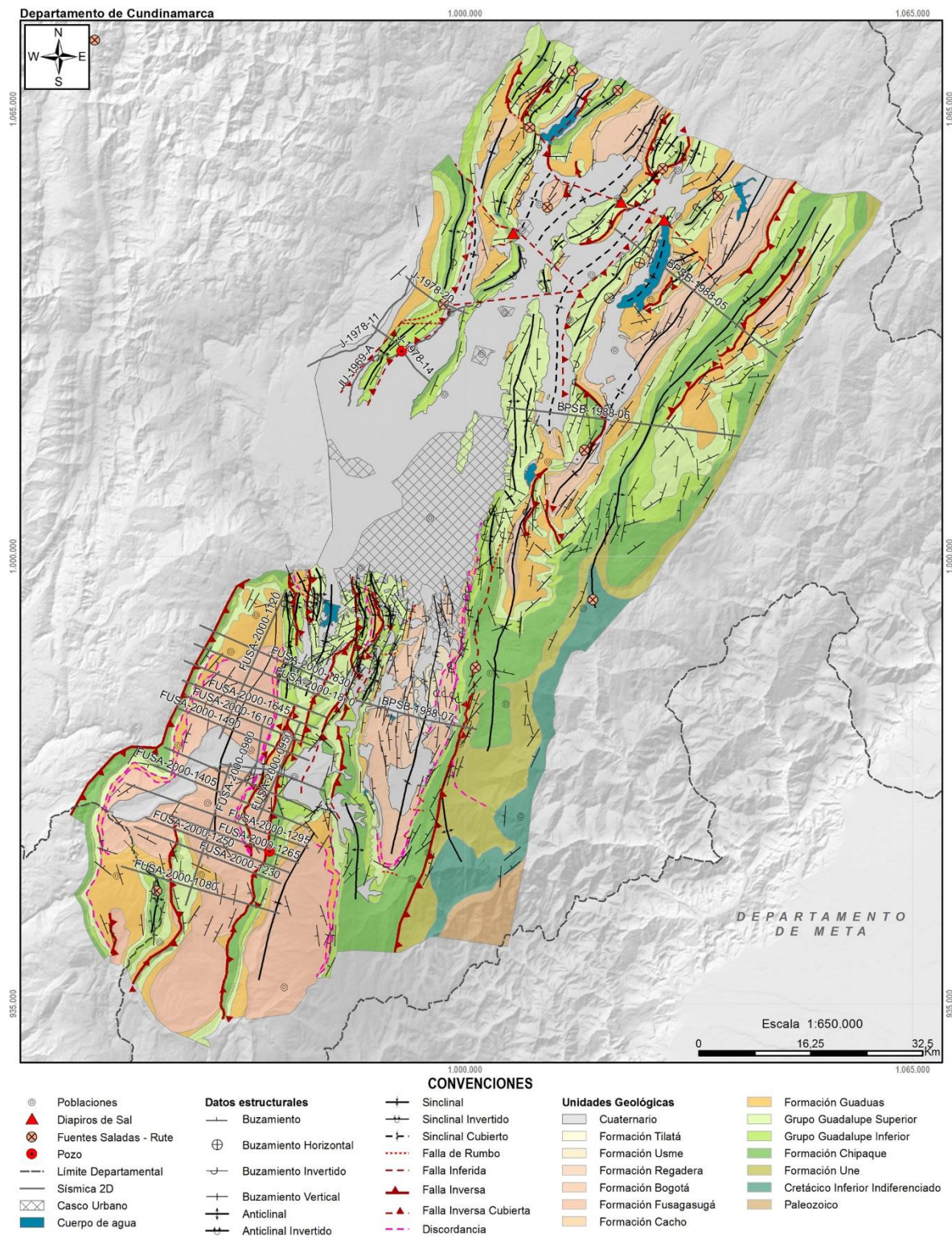


Reflectores caóticos
Baja continuidad
Amplitudes variables
Baja frecuencia

Rocas ígneas y metamórficas

3.2.3. Secciones sísmicas

Figura 3.24. Cartografía geológica e información sísmica 2D disponible utilizada en esta investigación.



El total de kilómetros de perfil sísmico interpretados ha sido de 450. La distribución de la información sísmica investigada estuvo condicionada por la confidencialidad de los datos del subsuelo, así como la calidad de la información disponible.

La interpretación estuvo centrada principalmente sobre el programa FUSA-2000 que ha sido amarrado con el pozo Atadero-1. El diseño sísmico se encuentra sobre el sinclinal de Fusagasugá (ver figura 3.24.). Un total de 14 líneas sísmicas de este programa fueron interpretadas. Adicionalmente, se analizaron tres líneas 2D del programa sísmico Juaica-78 en la parte norte sobre el anticlinal de Tabio y donde fue perforado el pozo Chitasugá-1 (ver figura 3.24.) a inicios de los 80's y del cual no se obtuvo información para hacer amarre. Únicamente es tenida en cuenta su trayectoria observada en líneas sísmicas de publicaciones anteriores (Cortés *et al.*, 2006). Finalmente, del programa sísmico Sabana-88, se interpretaron tres líneas 2D distribuidas a lo largo del margen oriental del área de estudio (ver figura 3.24).

A continuación, se muestran las principales líneas sísmicas interpretadas, diferenciadas por programa sísmico (ver todas las líneas sísmicas en Anexo B. Líneas sísmicas interpretadas).

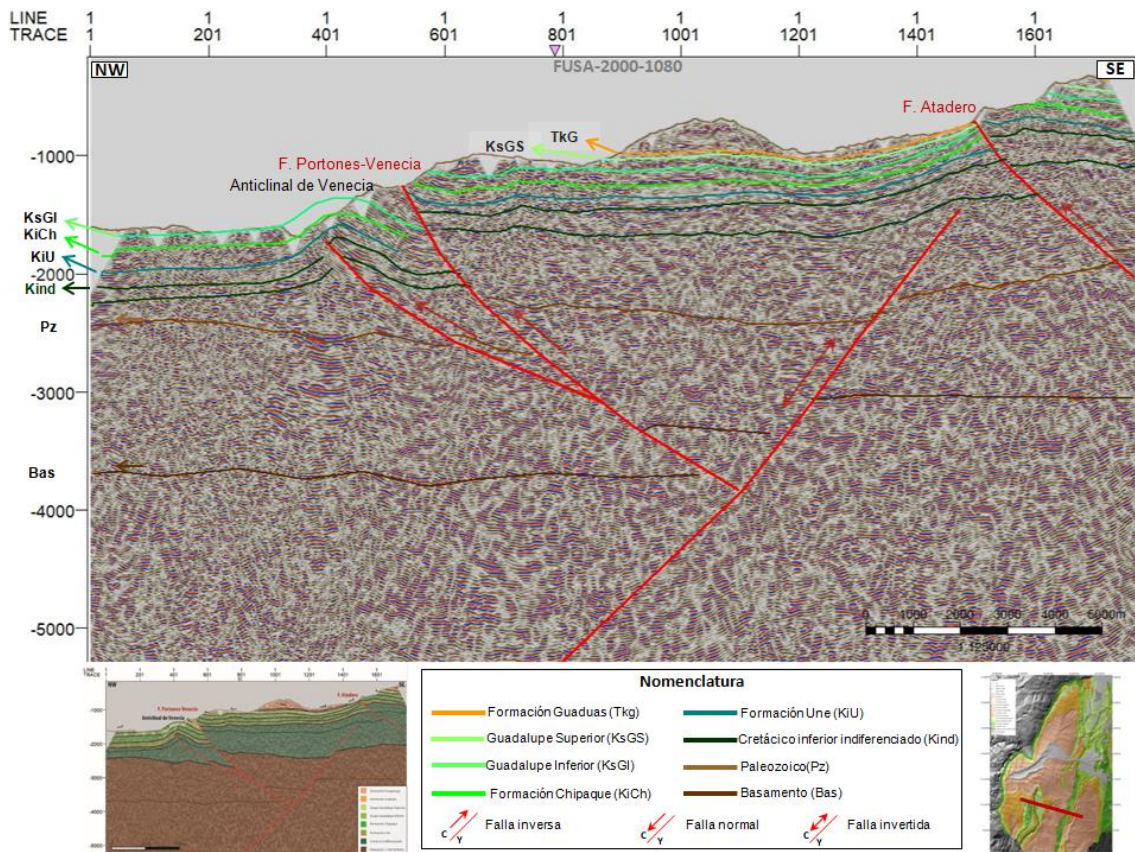
3.2.3.1. Programa FUSA-2000

Para una mayor claridad en la descripción de la interpretación sísmica, se presentan secuencialmente de sur a norte las líneas sísmicas de buzamiento (*dip lines*). Posteriormente será descrita la sección sísmica compuesta de rumbo (*strike line*).

3.2.3.1.1. Sección sísmica FUSA-2000-1080

La longitud de esta línea es de 23 kilómetros. Se encuentra en cercanías a los municipios de Pandi y San Bernardo al sur de la ciudad de Fusagasugá.

Figura 3.25. Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1080.



La interpretación realizada (ver figura 3.25.) muestra una falla normal planar inclinada al E como la principal estructura de esta sección. En su bloque colgante se interpreta un monoclin que en superficie se observa con buzamientos suaves al W. Su geometría en profundidad se observa en forma de cuña, con un aumento leve en el espesor de los estratos *syn-rift* del Cretácico Inferior indiferenciado (verde oscuro) en dirección a la falla.

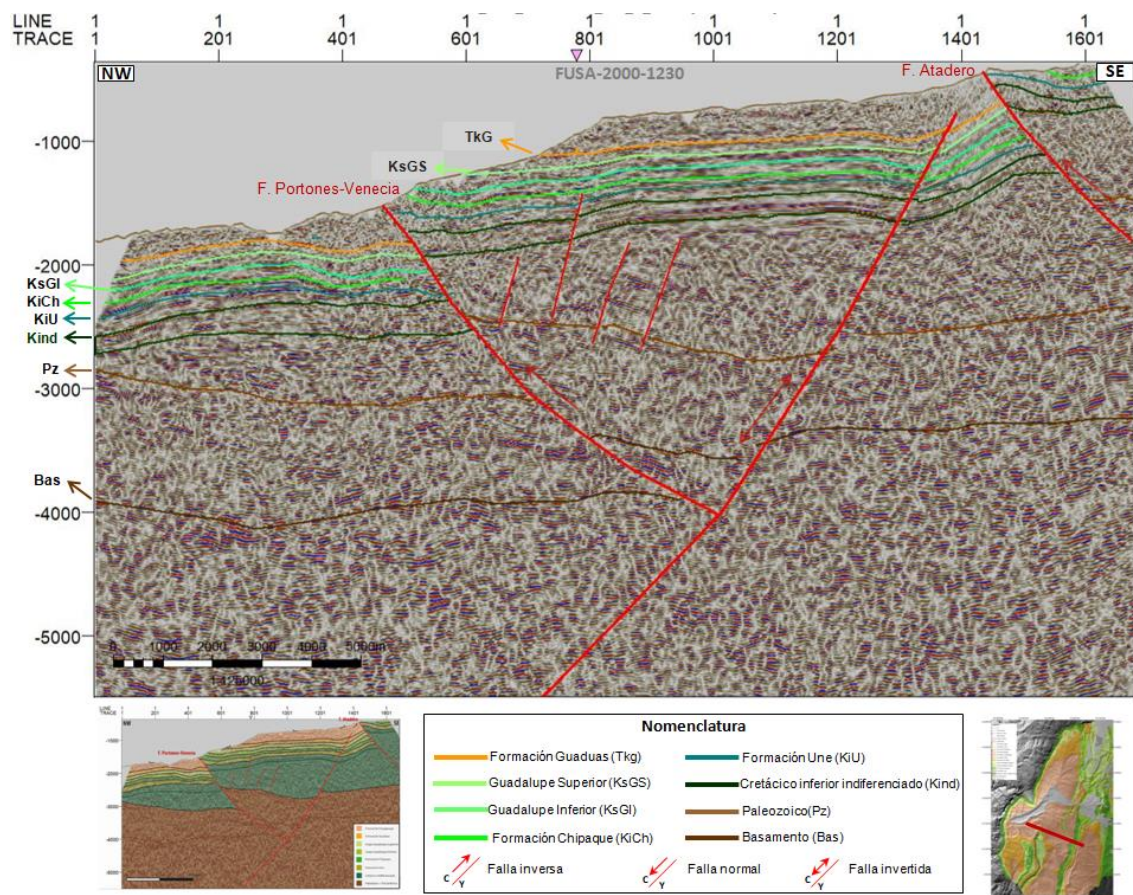
La parte occidental del monoclin es cortada por la falla antitética de Portones-Venecia, que tiene un salto inverso con vergencia al W. En su bloque yacente se interpreta un *shortcut* que, si bien no alcanza aflorar, es definido en superficie por el anticlinal de Venecia como respuesta a la propagación de esta estructura (ver figura 3.14. d). Al oriente, la sección sísmica muestra la geometría planar de la falla inversa de Atadero con un salto de 200 ms aproximadamente.

3.2.3.1.2. Sección sísmica FUSA-2000-1230

Esta línea tiene una extensión de 23 kilómetros y discurre paralela a la sección anterior a unos 5 km al norte.

La sección sísmica (ver figura 3.26.) muestra la falla principal extensional planar inclinada al E con un grado de inversión tectónica, deducible a partir de la variación de salto estratigráfico hacia arriba. En el bloque colgante de esta estructura, el movimiento de la falla puede definirse como normal en los horizontes más profundos y en parte de la secuencia *syn-rift* de las rocas del Cretácico Inferior indiferenciado, que aumentan de espesor considerablemente en dirección a la falla formando una geometría típica de cuña. Por el contrario, para las secuencias *post-rift* (Une, Chipaque y Guadalupe) y *syn-inversión* (Guaduas y Fusagasugá) el movimiento de la falla es inverso y la estructura se encuentra cortando por su parte axial al sinclinal frontal contiguo al anticlinal que es formado durante la propagación de la inversión.

Figura 3.26. Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1230.



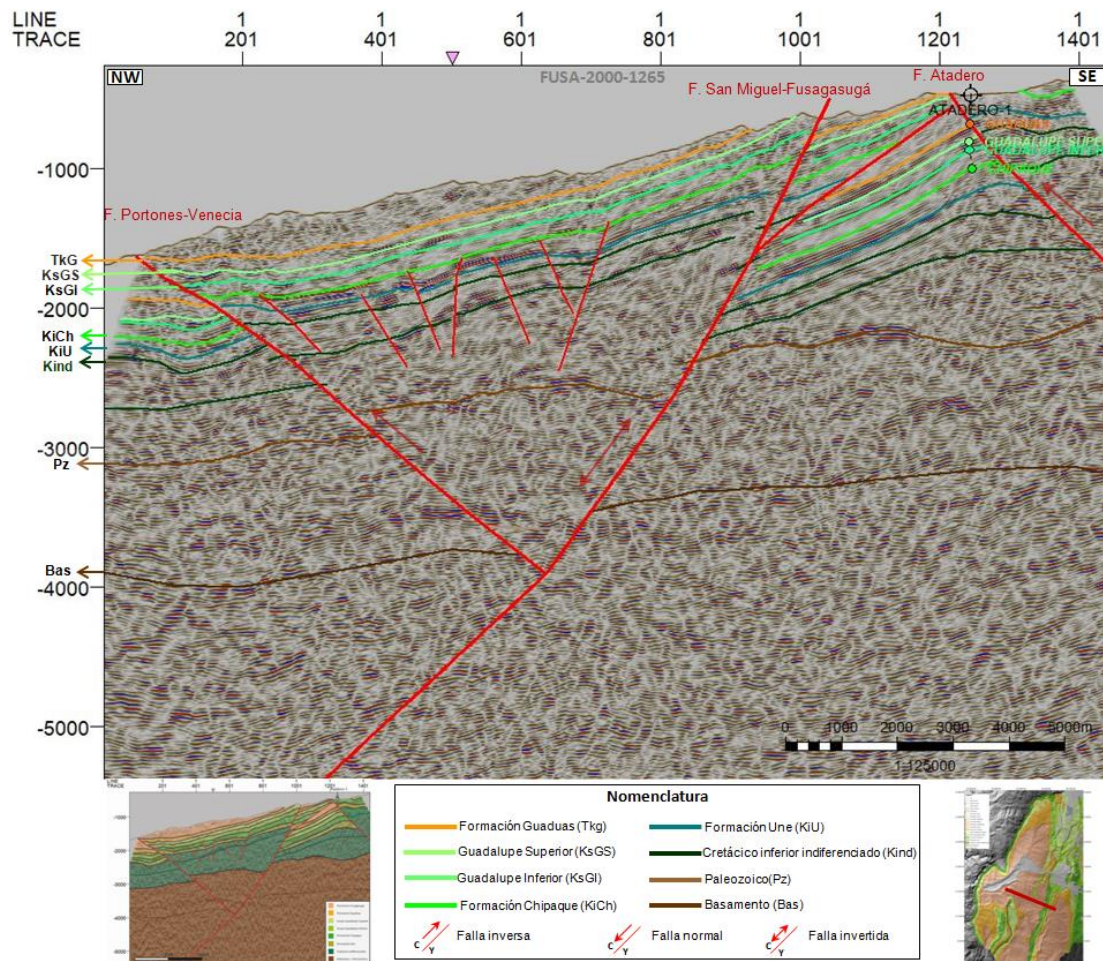
En la parte central de la sección han sido interpretadas una familia de fallas extensivas de alto ángulo y poca continuidad lateral que afectan únicamente la secuencia *syn-rift* del Cretácico Inferior y no muestran ningún grado de inversión. Cortando el bloque colgante y con una vergencia opuesta a la falla principal, aparece la falla inversa de Portones-Venecia con un salto similar al observado en la sección anterior, pero sin el desarrollo del *shortcut* en su bloque inferior.

Finalmente, al oriente de la línea sísmica, es interpretada la falla de Atadero, de vergencia al W y con un salto mayor que el observado en la línea sísmica anterior (500 ms).

3.2.3.1.3. Sección sísmica FUSA-2000-1265

La figura 3.27. muestra la interpretación sísmica de la línea FUSA-2000-1265 así como la trayectoria del pozo exploratorio Atadero-1, principal criterio de amarre del programa. Esta sección sísmica tiene una longitud de 21 km.

Figura 3.27. Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1265.



Según lo reportado en el informe final oficial, el pozo inició perforación sobre las rocas de la Formación Chipaque en el bloque colgante de la falla inversa de Atadero (llamada Falla de Fusa por la compañía que perforó el pozo). Esta falla tiene vergencia al W y, debido a encontrarse al borde de la sección sísmica, no es posible establecer

su proyección en profundidad; sin embargo, y al igual que en la sección anterior, puede estimarse un salto de falla considerable para esta estructura (500 ms).

La falla fue encontrada durante la perforación del pozo a 243 m de profundidad y, una vez atravesada, en el bloque yacente fueron perforadas las formaciones Guaduas, Guadalupe Superior e Inferior y parte de la Formación Chipaque (ver tabla 3.3.). La profundidad total del pozo fue de 1219 m. El sondeo no encontró hidrocarburos en la parte superior del Grupo Guadalupe, reservorio probado en otras partes de la Cordillera y en sus piedemontes, motivo por el cual fue taponado y abandonado.

Tabla 3.3.

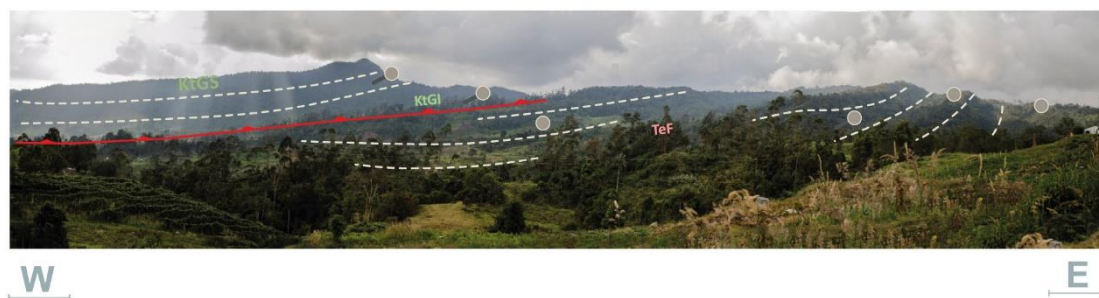
Topes formacionales definidos con base en la interpretación de registros eléctricos pozo Atadero-1.

FORMATION TOPS	ELECTRIC LOGS			PROGNOSIS		
	TMD	TVD BRT	TVD ss	TMD	TVD BRT	TVD ss
VILLETA	Sup	Sup	9368'	Sup	Sup	9368'
FUSA FAULT	797'	795.51'	8591'	1357'	1340'	80'47'
GUADUAS	797'	795.51'	7,478	1357'	1340'	80'47'
Guaduas Sandstone	1,942	1,909	7,478			
Guaduas Shale	2,056	2,022	7263			
UPPER GUADALUPE	2160	2124	6906	2265'	2220'	7167'
MIDDLE CHERT	2520	2481	6767	2780'	2730'	6657'
LOWER GUADALUPE	2660'	2620'	6767	3072'	3020'	6367'
VILLETA	3787	3733	5654	4290'	4230'	5157'
TD	4000	3938		4895'	4830'	4557'

Fuente: Tomado de informe final de geología de la compañía *Nexen Petroleum Colombia*.

Al occidente de la falla Atadero aparece la falla planar inclinada al E con una inversión tectónica mayor a la observada en las líneas anteriores y definida en parte por la cuña de crecimiento de los estratos *syn-rift* y su posición con respecto al bloque yacente. En superficie esta estructura corresponde con la falla inversa de San Miguel-Fusagasugá, que pone en contacto al grupo Guadalupe en rampa de bloque colgante contra la Formación Fusagasugá en el bloque yacente (ver figura 3.28.). Producto de la inversión, además, se interpreta un *shortcut* de bloque yacente cortando los sedimentos *post-rift* desde el Grupo Guadalupe.

Figura 3.28. Panorámica que muestra la falla San Miguel-Fusagasugá en cercanías a la sección sísmica FUSA-2000-1265.

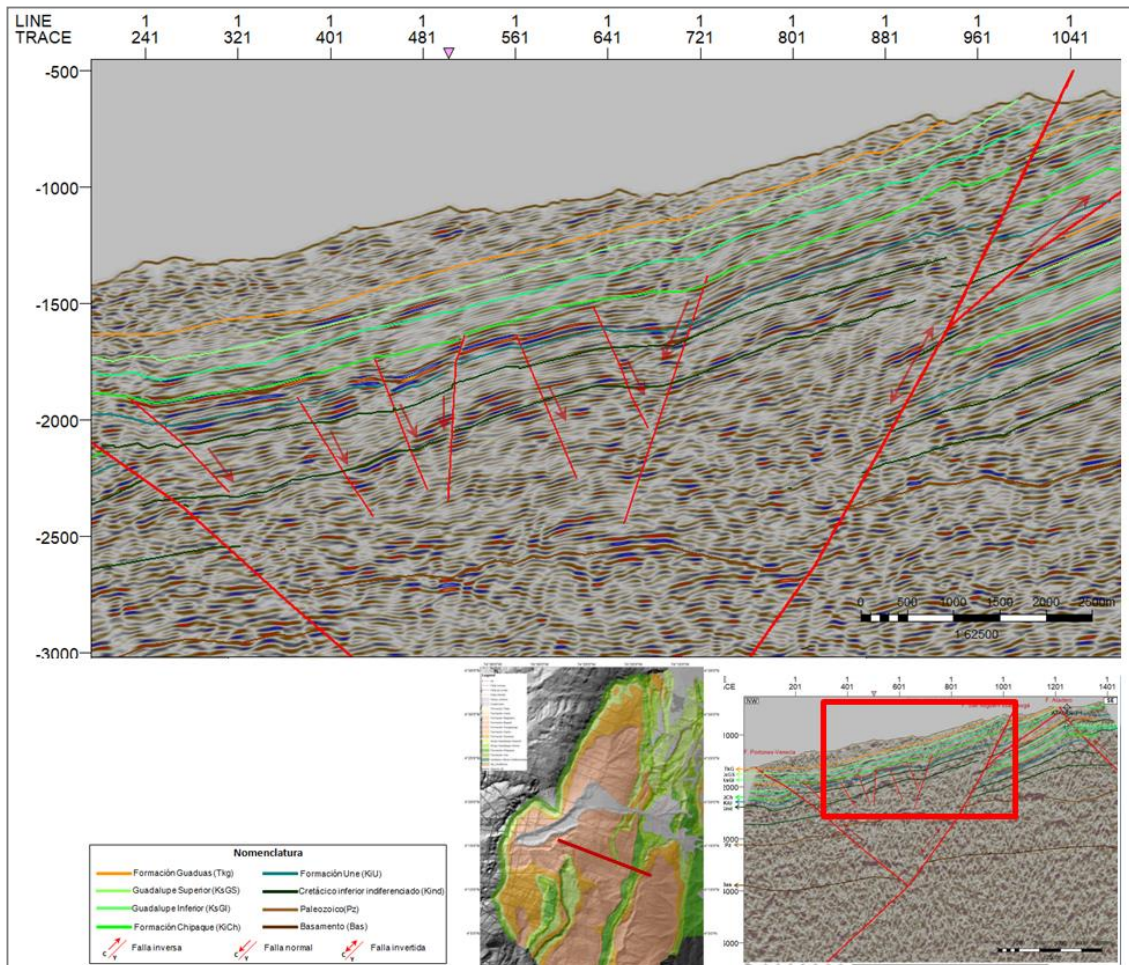


Notas: KtGI: Grupo Guadalupe Inferior. KtGS: Grupo Guadalupe Superior. TeF: Formación Fusagasugá. Esta imagen se presenta invertida para preservar la orientación mostrada en la sección sísmica. (74°21'W; 4°12'N)

La parte central de la línea muestra un sistema de fallas extensivas de alto ángulo y con poco desplazamiento que afectan la secuencia *synrift* del Cretácico Inferior indiferenciado y se extiende hasta la Formación Chipaque donde los sedimentos amortiguan el desplazamiento de estas estructuras hasta desaparecer (ver figura 3.27.). Aunque en las secciones previas fueron interpretadas algunas de estas fallas, el trazo de éstas es difícil de continuar entre secciones sísmicas contiguas. Podrían interpretarse como fallas menores de acomodación o colapso formadas durante la extensión al mismo tiempo que la falla principal extensiva de vergencia al E (Falla de San Miguel-Fusagasugá) actuaba.

Al occidente de la sección aparece, limitando las estructuras extensivas, la falla inversa de Portones-Venecia. Con base en los espesores a lado y lado de la falla, puede deducirse que esta estructura no tuvo actividad temprana extensiva, sino que fue generada posteriormente como producto de la fase de acortamiento. El salto progresivamente va disminuyendo en profundidad y su terminación en profundidad es interpretada contra la falla principal de San Miguel-Fusagasugá.

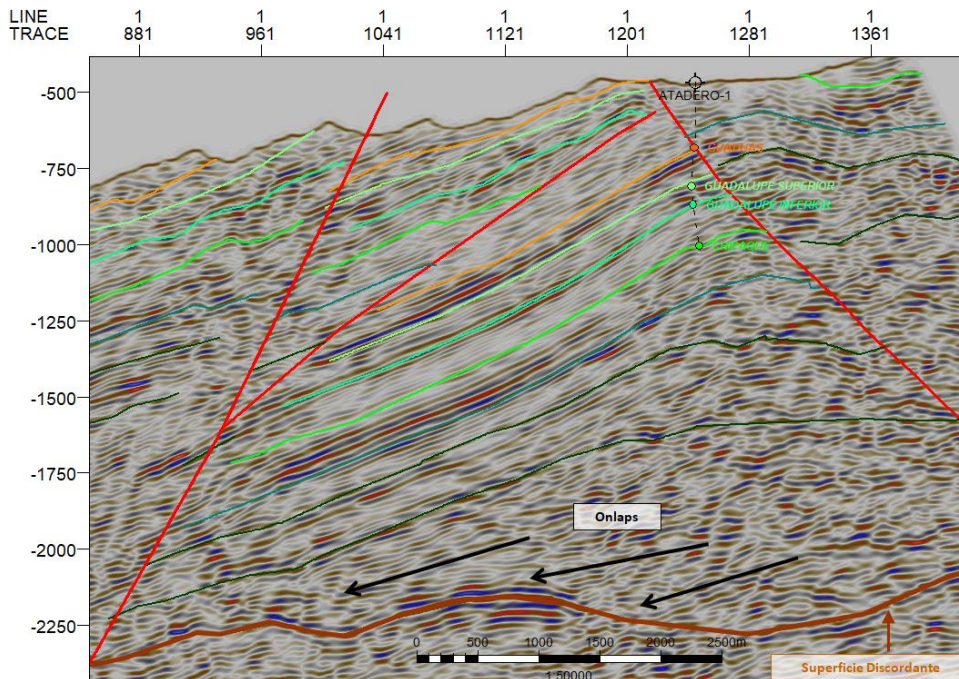
Figura 3.29. Detalle de la interpretación sísmica de la línea FUSA-2000-1265. Sistemas de fallas normales de poca extensión dentro del bloque colgante de la falla San Miguel-Fusagasugá.



En cuanto a la interpretación de las unidades en profundidad, es difícil establecer con certeza los topos formacionales debido a que ningún pozo en la zona de estudio, ni en el resto de la parte axial de la Cordillera Oriental, ha perforado más allá de la secuencia cretácica. El único referente es al oriente, en los alrededores de la población de Nazareth en el valle el río Blanco, donde reposan discordantemente las unidades del Cretácico Inferior sobre el Paleozoico (Grupo Farallones). En la línea sísmica FUSA-2000-1265 se observa un fuerte contraste de amplitudes que pueden atribuirse a una superficie discordante sobre la cual se interpretan geometrías de *onlap* (ver figura 3.30.). A partir de la proyección de las velocidades del pozo, fue calculada una profundidad para la superficie discordante cercana a los 5000 m (16214 ft MD) de profundidad. Esto quiere decir que a partir de la Formación Chipaque, que fue el punto máximo de perforación del pozo, y hasta la superficie discordante hay un espesor de sedimentos aproximado de 3800 m. Este espesor es coherente si tenemos en cuenta que aquí está incluida la Formación Une y, además, los estratos indiferenciados del

Cretácico Inferior, que en otros trabajos se han reportado con espesores aproximados entre 2000-3000 m (Cortés, 2004; Mora *et al.*, 1999).

Figura 3.30. Amarre del pozo Atadero-1 y proyección en profundidad de las unidades interpretadas en el programa sísmico FUSA-2000 (Topes de unidades en pies). En marrón superficie discordante establecida como Paleozoica.



3.2.3.1.4. Sección sísmica FUSA-2000-1295

A menos de 3 kilómetros al norte de la sección sísmica de Atadero está la línea FUSA-2000-1295, con una longitud de aproximadamente 24 km.

La interpretación sísmica (ver figura 3.31.) muestra la falla de San Miguel-Fusagasugá y, asociada a esta estructura de inversión, aparece el *shortcut* de bloque yacente reconocido en la sección sísmica anterior, pero con un menor desplazamiento. Este cabalgamiento tiene un ángulo bajo en la Formación Chipaque. En su bloque colgante se define un anticlinal en rampa tipo *snake-head*. Este tipo de pliegues son el resultado de la formación de una segunda rampa durante la inversión donde el bloque colgante es trasladado por la rampa de la nueva falla produciendo un anticlinal con estas características geométricas (Allmendinger, 1998). La figura 3.32. muestra un esquema de este tipo de pliegues observados en el mar de Bering, donde la inversión positiva generó por encima del *tip point* de la falla normal un cabalgamiento de ángulo más bajo y asociado en su bloque colgante, el anticlinal *snake-head*.

Figura 3.31. Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1295.

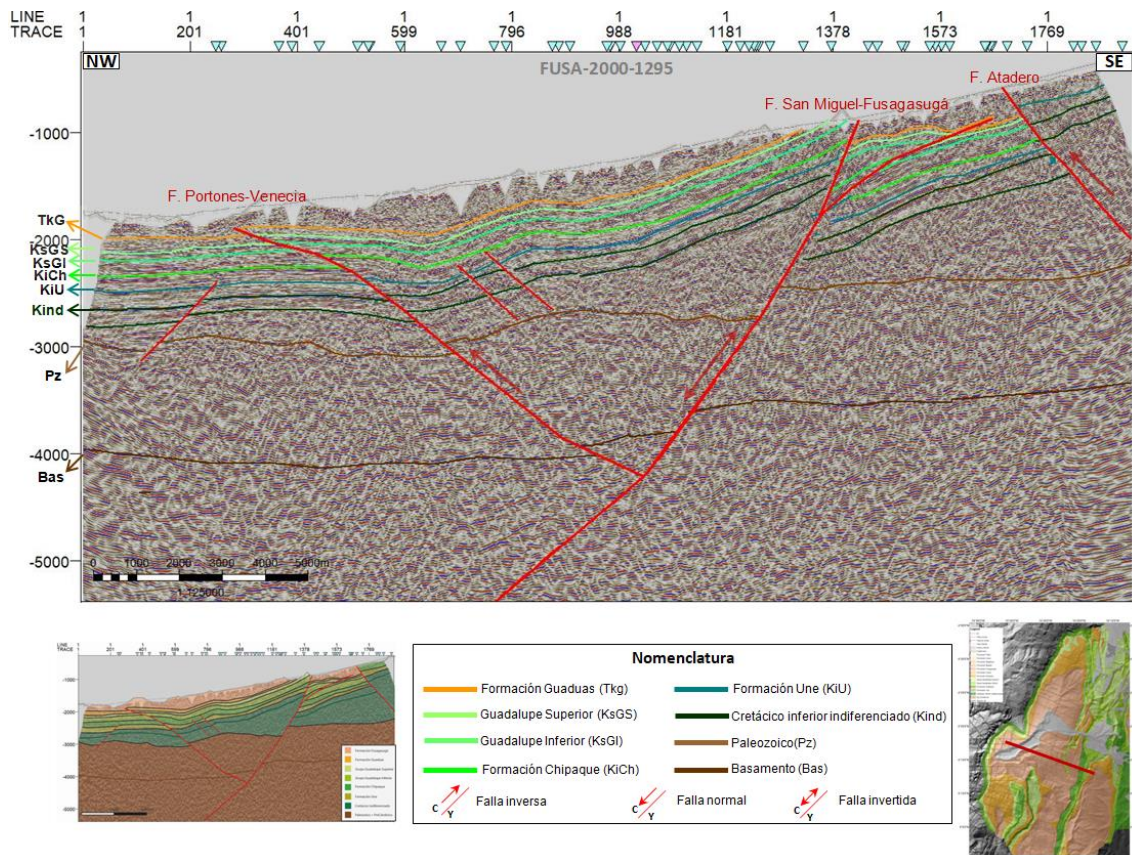
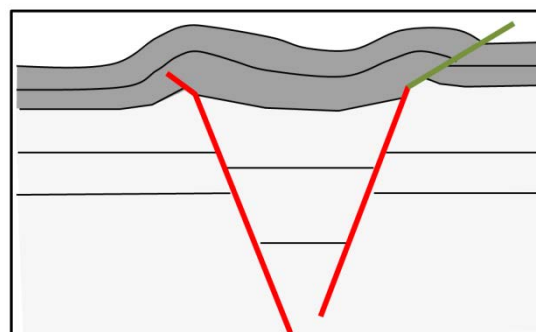


Figura 3.32. Esquema que muestra el desarrollo de estructuras contraccionales como los pliegues *snake head* y *cut-offs* de bloque yacente en sedimentos *post-rift* y *syn-rift* debido a la reactivación inversa de una falla normal subyacente.



Fuente: Tomado de Indrevær *et al.* (2016)

En superficie esta estructura anticlinal no se observa con claridad debido a los escasos afloramientos de roca en el bloque yacente de la falla San Miguel-Fusagasugá. Por el contrario, en superficie, se reconoce en su bloque colgante una geometría de capas en abanico formada por las secuencias entre el Grupo Guadalupe y la Formación Fusagasugá en cercanías a la población de Arbeláez (ver figura 3.33.). Esta geometría no es observada en la sección sísmica posiblemente porque la

diferencia topográfica pudo empobrecer la calidad de la adquisición, generando una imagen limitada.

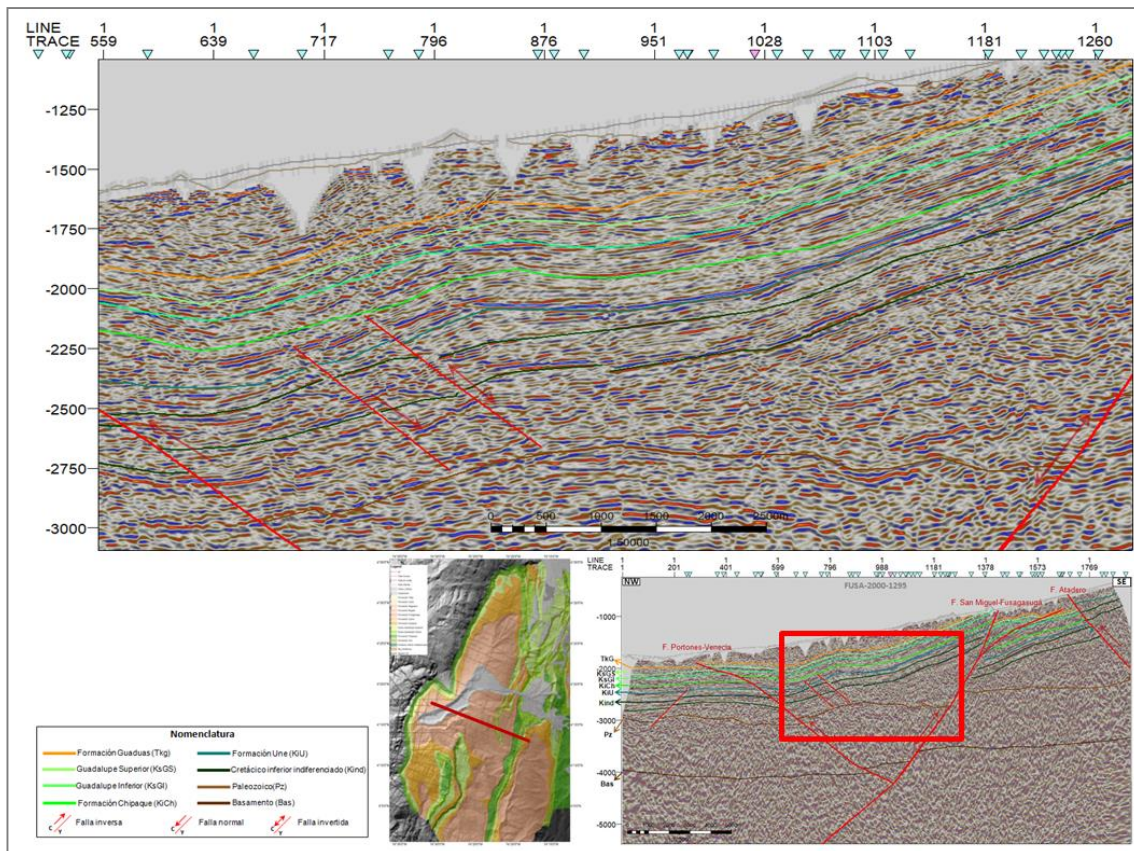
Figura 3.33. Panorámica que muestra abanico de capas del bloque colgante de la falla San Miguel-Fusagasugá en cercanías de la línea sísmica 2D FUSA-2000-1295.



Notas: KtGS: Grupo Guadalupe Superior. Tkgu: Formación Guaduas. TeF: Formación Fusagasugá. Esta imagen se presenta invertida para preservar la orientación mostrada en la sección sísmica.

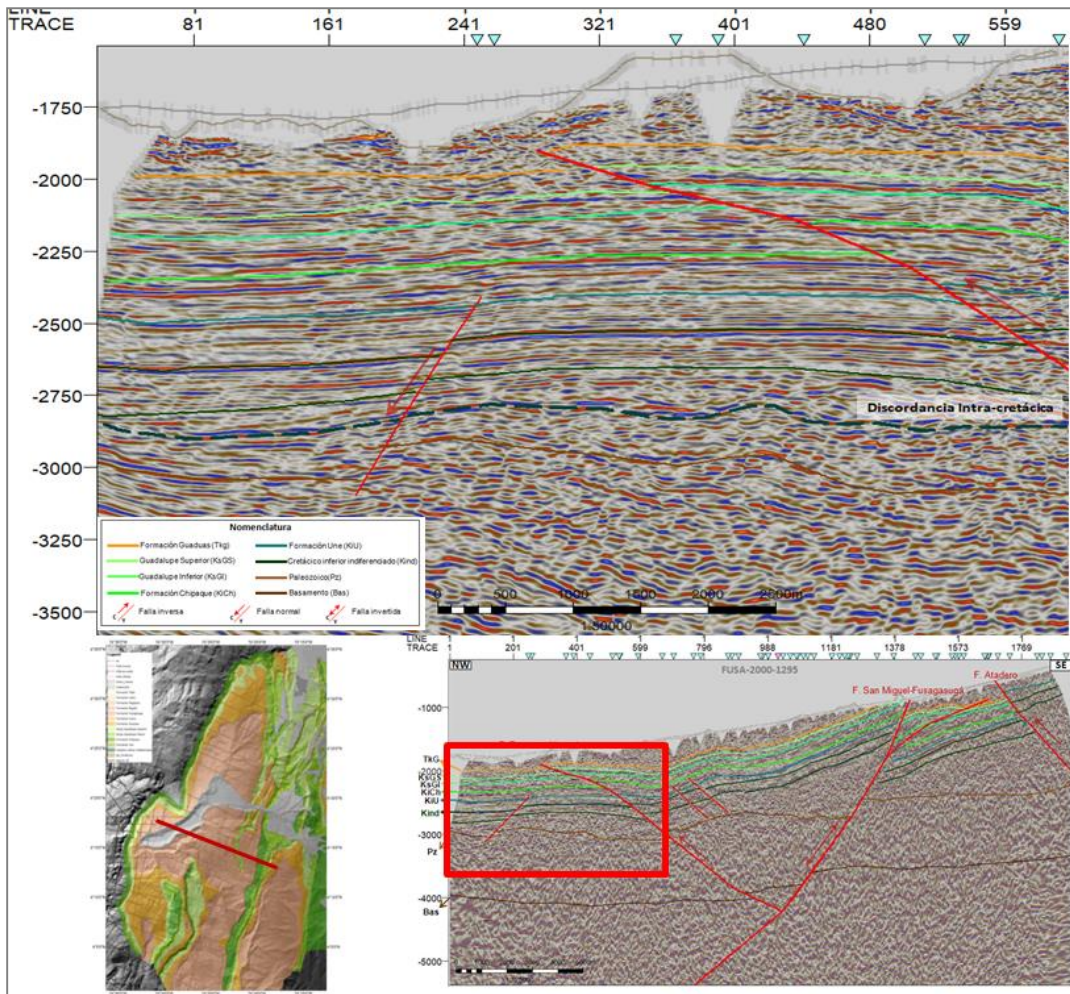
La parte central de la sección, en el bloque colgante de la falla San Miguel-Fusagasugá, se define un monoclinas basculado al W con una suave ondulación debido a la inversión parcial de las fallas de menor extensión definidas como estructuras de acomodación asociadas al movimiento normal de la falla principal (figura 3.34.).

Figura 3.34. Detalle de la interpretación sísmica de la línea FUSA-2000-1295. Sistemas de fallas normales de poca extensión parcialmente invertidas dentro del bloque colgante de la falla San Miguel Fusagasugá.



Sin aflorar, al occidente de la sección se representa la Falla inversa Portones-Venecia como falla ciega con un desplazamiento mucho menor con respecto a las secciones anteriores. Tiene un salto no mayor a los 100 ms, el cambio de ángulo de la falla es a partir del tope de la Formación Chipaque en su bloque yacente. En este bloque también es definida una falla *syn-rift* de menor tamaño que no ha sufrido inversión. Adicionalmente, una superficie discordante intra-Cretácico Inferior Indiferenciado puede ser interpretada (figura 3.35).

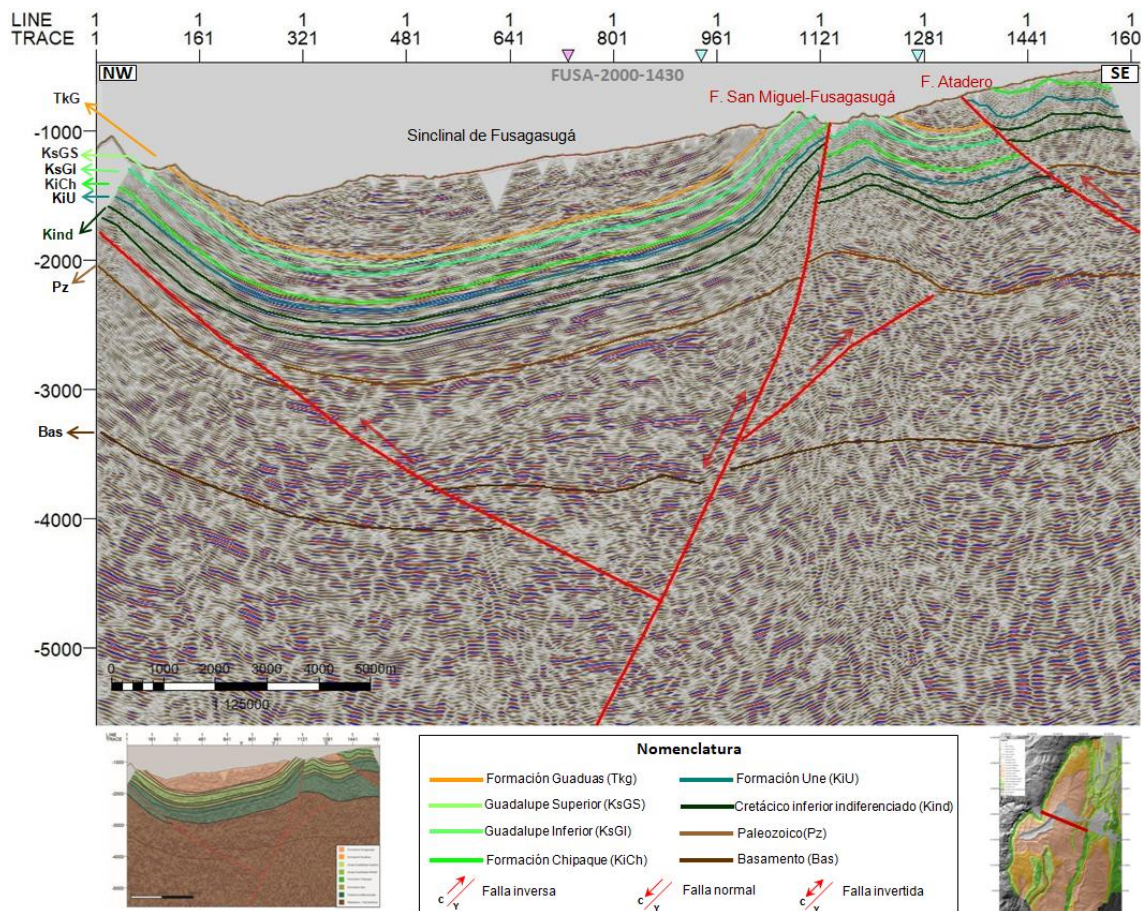
Figura 3.35. Detalle interpretación sísmica costado occidental línea sísmica FUSA-2000-1295. Bloque yacente de la Falla Portones-Venecia. Detalle de superficie discordante intra-cretácica indiferenciada.



3.2.3.1.5. Sección sísmica FUSA-2000-1430

Esta línea tiene una extensión de 22 km y se encuentra unos 8.5 km al norte de la sección sísmica de Atadero (figura 3.36).

Figura 3.36. Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1430.



Aquí la falla de San Miguel-Fusagasugá tiene un ángulo de buzamiento más alto. En su bloque yacente se interpreta un *shortcut* de poco desplazamiento, pero más profundo, a diferencia de la definida en las secciones anteriores, está plegando el tope del Paleozoico. En el límite oriental de la sección aparece con vergencia opuesta la falla de Atadero sin poder ser establecida bien su geometría y extensión en profundidad debido al encontrarse al límite de la información sísmica.

En el bloque colgante de la falla San Miguel-Fusagasugá, no es observada la cuña de estratos sin-extensión del Cretácico Inferior Indiferenciado. No obstante, sigue siendo una estructura de inversión positiva pero posiblemente con un salto extensional previo menor. Esto debido a la relación directa que hay entre la cantidad de deformación extensional y la rotación de las fallas para tener la capacidad de desarrollar en su bloque colgante estratos de crecimiento.

En superficie se observa la misma geometría en su bloque colgante con el desarrollo de capas en abanico formadas a partir del Grupo Guadalupe y hasta la formación Fusagasugá (ver figura 3.37.). Al exagerar verticalmente la sección sísmica, se

observa igualmente esta geometría en las capas, formándose desde el tope del Cretácico Inferior indiferenciado (ver figura 3.38.).

Figura 3.37. Panorámica que muestra abanico de capas del bloque colgante de la falla San Miguel-Fusagasugá en cercanías de la línea sísmica 2D FUSA-2000-1430.

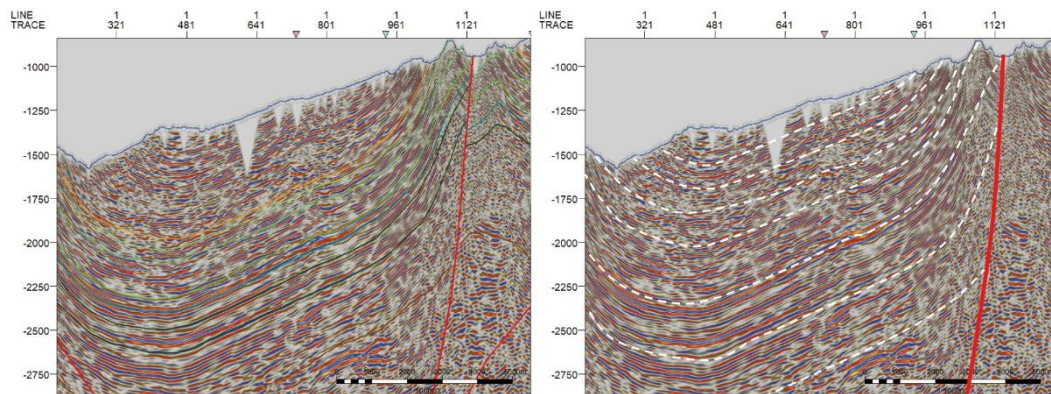


W

E

Notas: KtGS: Grupo Guadalupe Superior. TkGu: Formación Guaduas. TeF: Formación Fusagasugá. Esta imagen se presenta invertida para ajustarse a la orientación mostrada en la sección sísmica.

Figura 3.38. Detalle de las capas en abanico del bloque colgante de la falla de San Miguel-Fusagasugá en la sección sísmica con exageración vertical.



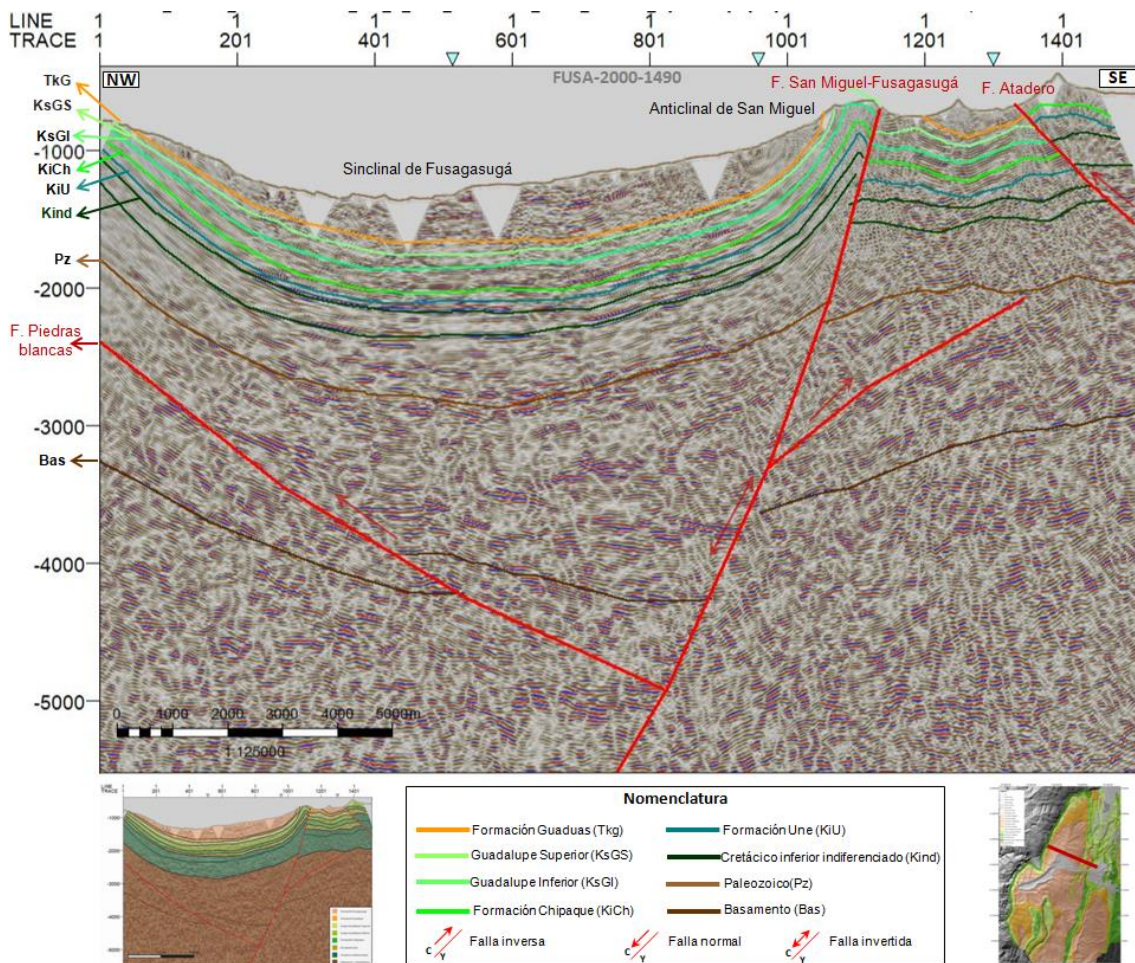
La parte central de la sección sísmica está caracterizada por el sinclinal de Fusagasugá, una estructura amplia y contenida en el bloque colgante de la falla de San Miguel-Fusagasugá. Tiene la particularidad que, al ser trazada su charnela desde superficie, podría definirse como una estructura simétrica sencilla; sin embargo, la sección sísmica muestra que presenta dos superficies axiales y clasificarse como un pliegue en caja, típico de zonas con niveles basales plásticos. Aunque su expresión sísmica no es clara del todo, el flanco occidental del sinclinal termina en rampa de bloque colgante de la falla de Piedras Blancas, que es una falla inversa con la misma vergencia de la falla Portones-Venecia, pero diferente orientación (Ver figura 3.24). En superficie, este flanco se observa en los alrededores de la población de Tibacuy (ver figura 3.14. e) donde a partir de datos palinológicos (Bayona *et al.*, 2003) han sido definidas: 1) una paraconformidad entre la parte alta del Grupo Guadalupe y la parte basal de la Formación Guaduas, y 2) una discordancia angular entre el tope de la Formación Guaduas y la base de la Formación Fusagasugá (Límite Paleoceno-

Eoceno). Estos elementos asociados al bloque colgante de la falla de Piedras Blancas sugieren una actividad temprana del plegamiento asociado a esta falla, como también sucede con la falla de San Miguel-Fusagasugá.

3.2.3.1.6. Sección sísmica FUSA-2000-1490

Esta línea sísmica tiene una longitud de 19 km, y se encuentra localizada al norte de la ciudad de Fusagasugá (Ver figura 3.24). Su porción oriental muestra la falla de Atadero y con vergencia opuesta la falla invertida de San Miguel-Fusagasugá. Esta estructura en su bloque yacente muestra un desarrollo incipiente del *shortcut* que afecta únicamente la secuencia Paleozoica. Su bloque colgante tiene en superficie el anticlinal de San Miguel, estructura que presenta localmente inversiones de las capas, sobre todo en su flanco occidental (Julivert, 1963).

Figura 3.39. Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1490.



Se observa que la formación de esta estructura anticlinal es producto de un despegue basal en los niveles plásticos del Cretácico Inferior indiferenciado que fueron deformados como producto de la inversión positiva de la falla San Miguel-Fusagasugá durante su fase compresiva. En superficie, esta estructura está cubierta cerca de la ubicación de la línea sísmica FUSA-2000-1490; sin embargo, unos 2 km al sur, entre la vía Fusagasugá-Pasca (ver figura 3.40.) se observa el equivalente a su flanco occidental. Aquí, la parte superior del Grupo Guadalupe dibuja la estructura con capas de areniscas verticales a invertidas.

Figura 3.40. Capas verticales a invertidas de la parte superior del Grupo Guadalupe al sur de la línea sísmica FUSA-2000-1490. Bloque colgante falla de San Miguel-Fusagasugá.



Nota: KtGS: Grupo Guadalupe Superior (74°20'W; 4°19'N)

La parte central de la sección sísmica muestra al sinclinal de Fusagasugá con las dos trazas axiales; el cual, en su parte central, está representado en superficie por las lodolitas de la Formación Fusagasugá con buzamientos suaves. La parte occidental del sinclinal (ver figura 3.41.) está caracterizada por un flanco con disposición de las capas normales formando parte del bloque colgante de la falla de Piedras Blancas. Esta falla no fue observada en superficie y en la línea sísmica es interpretada únicamente en su porción más profunda.

Figura 3.41. Panorámica sobre el municipio de Tibacuy que muestra el flanco occidental del sinclinal de Fusagasugá cercano a la línea sísmica FUSA-2000-1490.

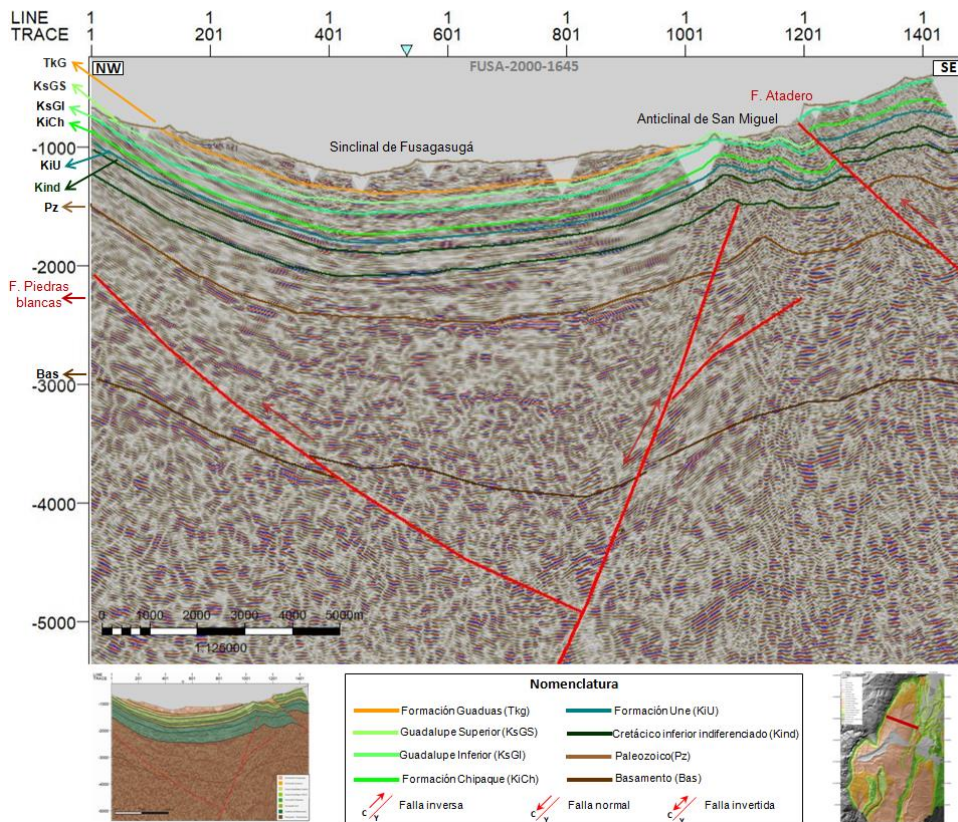


Nota: KtGS: Grupo Guadalupe Superior. TkGu: Formación Guaduas. TeF: Formación Fusagasugá. Q: Depósitos cuaternarios.

3.2.3.1.7. Sección sísmica FUSA-2000-1645

Con una longitud de 21 kilómetros, esta línea sísmica muestra en su parte oriental a la falla de Atadero con vergencia al W y geometría planar involucrando el Paleozoico Superior.

Figura 3.42. Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1645.



La Falla San Miguel-Fusagasugá en esta sección tiene una geometría planar fuertemente inclinada que conserva un salto extensional con una inversión menos intensa que la observada en secciones anteriores. La inversión tectónica está bien definida en el bloque colgante en los niveles plásticos del Cretácico Inferior indiferenciado que, hacia su base, muestran con respecto a la falla un desplazamiento normal mientras que, hacia su tope, se observa por encima de la falla un plegamiento que en superficie corresponde con el anticlinal de San Miguel. Por otra parte, la falla es ciega y no se propagó hacia superficie. En su bloque yacente se interpreta el *shortcut* de poco desplazamiento que pliega la secuencia Paleozoica levemente.

En la parte central de la línea sísmica se deduce el sinclinal de Fusagasugá como una estructura amplia asimétrica, con su flanco occidental más inclinado y más corto. Al igual que en la línea anterior, en profundidad se interpreta la falla inversa de Piedras Blancas, que limitaría el sinclinal por el occidente. La geometría de la secuencia de rocas que se interpretan como paleozoicas, muestran en este panel una forma de cuña con un aumento de espesor en dirección a la falla de San Miguel-Fusagasugá sugiriendo un movimiento inicial extensivo previo a la fase de *rifting* Mesozoica.

En superficie, no fue posible establecer una relación con la geometría interpretada en la línea sísmica debido a la poca exposición de rocas que aquí existe. Sin embargo, desde el flanco occidental del sinclinal se puede observar la expresión morfológica del anticlinal de San Miguel y el flanco oriental del sinclinal de Fusagasugá (ver figura 3.43.).

Figura 3.43. Panorámica del flanco oriental del sinclinal de Fusagasugá al norte de la ciudad del mismo nombre.

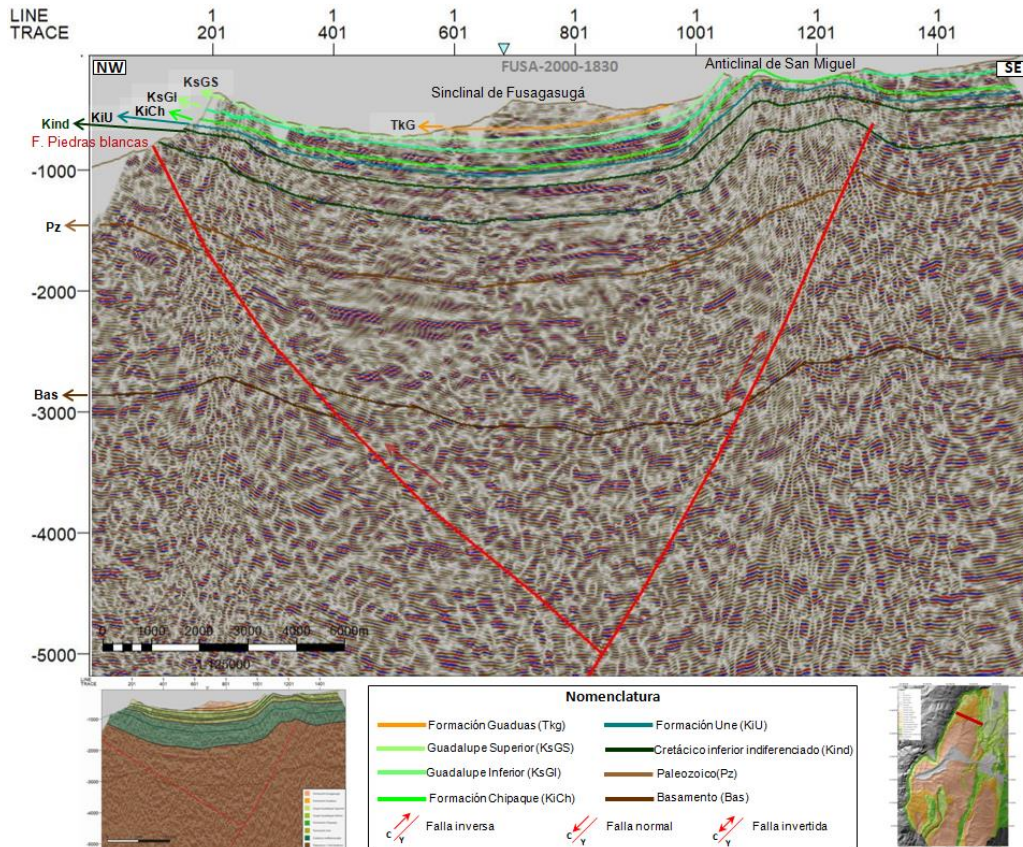


Notas: KtGS: Grupo Guadalupe Superior. TkGu: Formación Guaduas. TeF: Formación Fusagasugá.

3.2.3.1.8. Sección sísmica FUSA-2000-1830

Tiene una longitud de 21 kilómetros y muestra el sinclinal de Fusagasugá en su parte central y el anticlinal de San Miguel al oriente.

Figura 3.44. Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1830.



La parte oriental de la sección sísmica muestra la falla de San Miguel-Fusagasugá con una geometría planar. Al igual que la sección sísmica anterior, el movimiento de la falla se interpreta normal hacia la base del Cretácico Inferior indiferenciado, mientras que hacia su tope —por encima del *tip* de la falla—, puede definirse el plegamiento por inversión que conforma el núcleo del anticlinal de San Miguel.

Figura 3.45. Capas verticales del Grupo Guadalupe en el anticlinal de San Miguel.



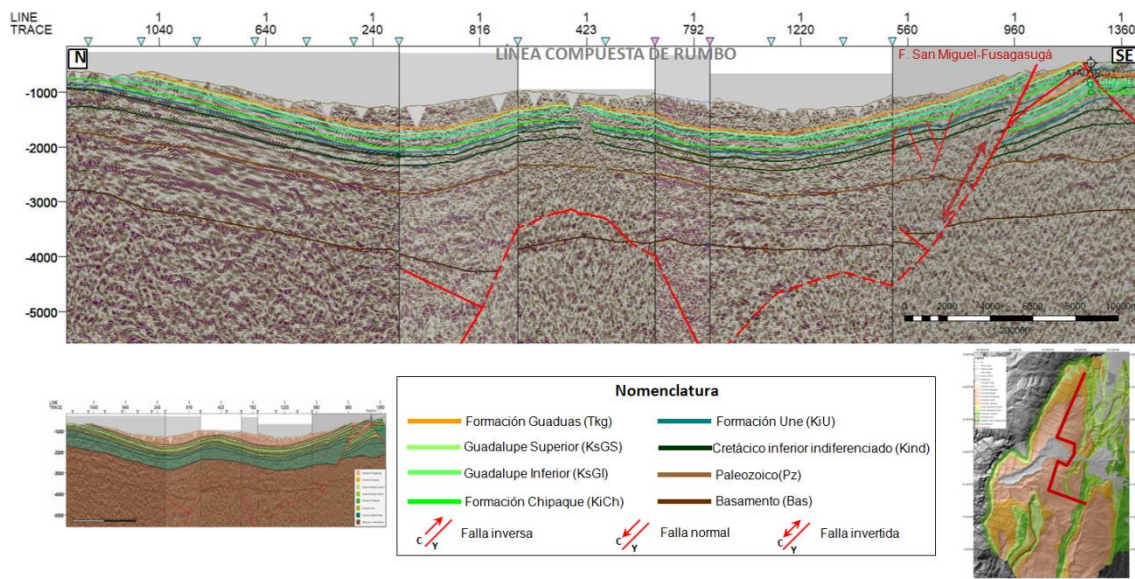
En superficie, 1 km al sur de la línea sísmica FUSA-2000-1830 sobre la vía entre Sibaté y Fusagasugá, son observadas las capas muy inclinadas a verticales del flanco occidental del anticlinal de San Miguel en las rocas del Grupo Guadalupe (ver figura 3.45.).

El sinclinal de Fusagasugá en esta sección muestra hacia la parte central la misma geometría en cuña definida para la secuencia del Paleozoico Superior. Por otra parte, el flanco occidental del sinclinal se interpreta como la terminación en rampa del bloque colgante de la falla de Piedras Blancas.

3.2.3.1.9. *Sección compuesta 1*

Con el objetivo de extrapolar los horizontes interpretados a partir de la línea sísmica amarrada con el pozo al resto del programa sísmico FUSA 2000, se han realizado dos líneas compuestas que van preferencialmente paralelas a los ejes de las estructuras principales.

Figura 3.46. Interpretación sísmica línea compuesta 1. La línea punteada en rojo indica la proyección sobre el rumbo de la falla de San Miguel-Fusagasugá.

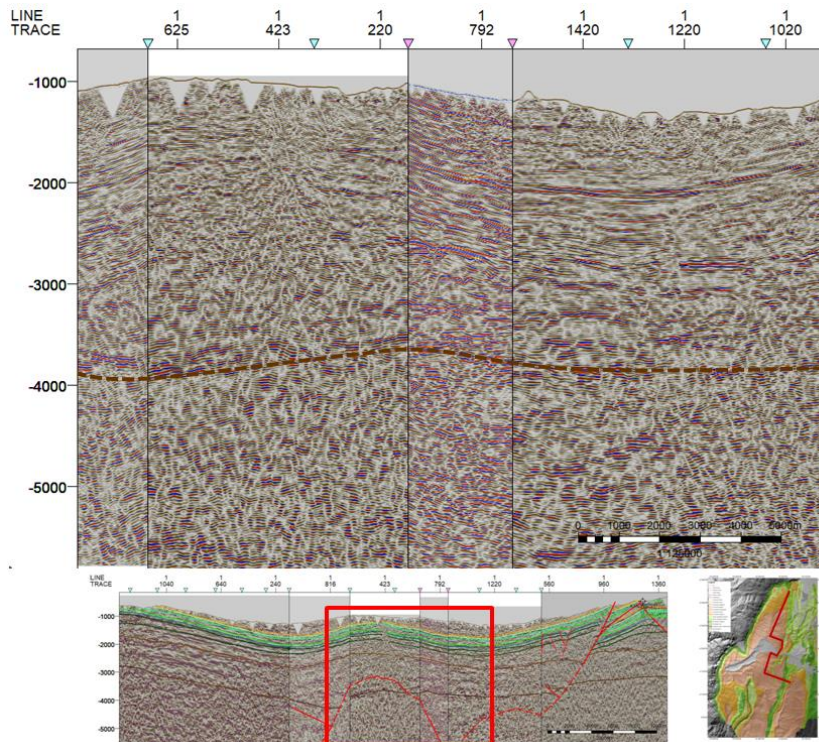


En adición a la extrapolación de los horizontes traídos desde la línea sísmica de amarre, en esta sección compuesta ha sido definido un horizonte más, que corresponde con un cambio de impedancia observado 1 segundo aproximadamente por debajo del tope establecido como Paleozoico.

La figura 3.47. muestra un detalle de la sección sísmica compuesta, en ella puede observarse este cambio de impedancia donde la señal de la sísmica pasa a ser mucho más caótica y difícil de seguir. Teniendo en cuenta la incertidumbre que aquí existe sobre las unidades pre-cretácicas que conforman la parte axial de la Cordillera Oriental, se considera importante esta superficie guía que bien podría corresponder con el techo del basamento cristalino.

Podría interpretarse en conjunto la estructura observada en este programa sísmico de FUSA-2000 como un semi-graben con una inversión positiva parcial, limitado al oriente por la falla invertida de San Miguel-Fusagasugá, de geometría planar y una historia larga.

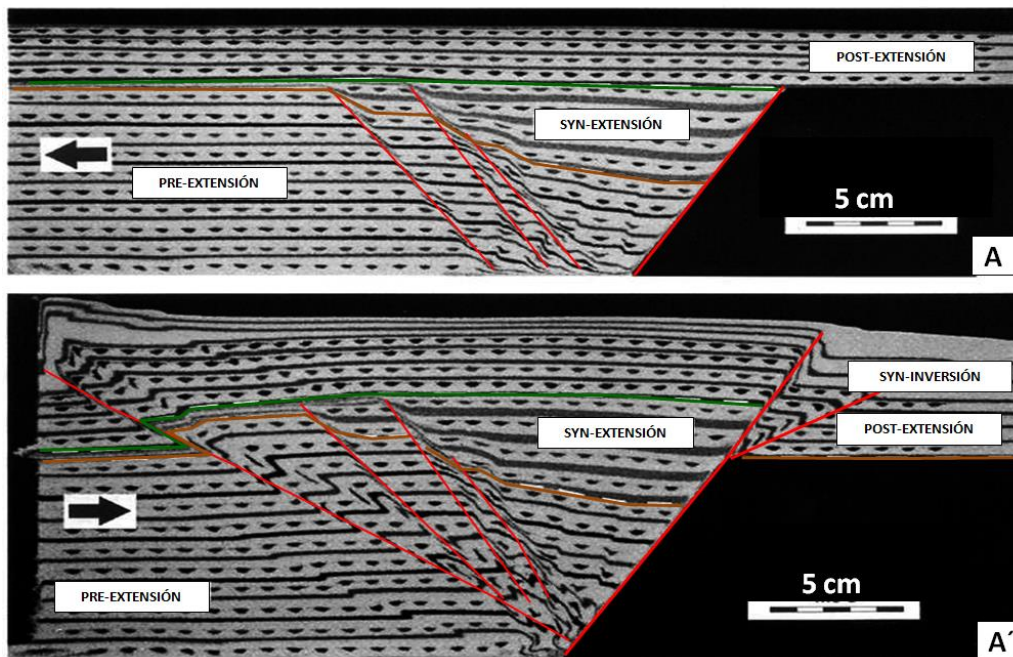
Figura 3.47. Detalle de la sección sísmica compuesta 1. En marrón superficie de cambio de facies sísmicas profunda, que podrá corresponder a la discordancia del Paleozoico Superior sobre el basamento cristalino.



Un elemento importante es el anticlinal de San Miguel, pliegue presente en el bloque colgante de la falla San Miguel-Fusagasugá y que de acuerdo a modelos análogos (e.g. Ferrer *et al.*, 2017; McClay, 1995 (ver figura 3.48.); Williams *et al.*, 1989), estaría formado como producto de la propagación de una falla normal sometida a inversión. Otro elemento determinante para definir esta estructura como de inversión, son los acortamientos de bloque yacente que existen asociados a la falla principal. Estas fallas y sus pliegues asociados son producto de la compresión y reactivación a la que ha estado sometida una falla normal.

Las fallas de Portones-Venecia y Piedras Blancas son antitéticas con respecto a la falla extensiva de San Miguel-Fusagasugá. Aunque en algunos sectores presentan desplazamientos importantes, no se observan diferencias de espesores considerables en los estratos *syn-rift* que sugieran una actividad extensiva previa. Según los modelos análogos (Ferrer *et al.*, 2017; McClay, 1995; Williams *et al.*, 1989) estas fallas son estructuras creadas durante la inversión y limitan la zona de deformación a la que está siendo sometida la estructura inicialmente extensiva.

Figura 3.48. Modelo conceptual para extensión e inversión de fallas planares.



Fuente: McClay (1995).

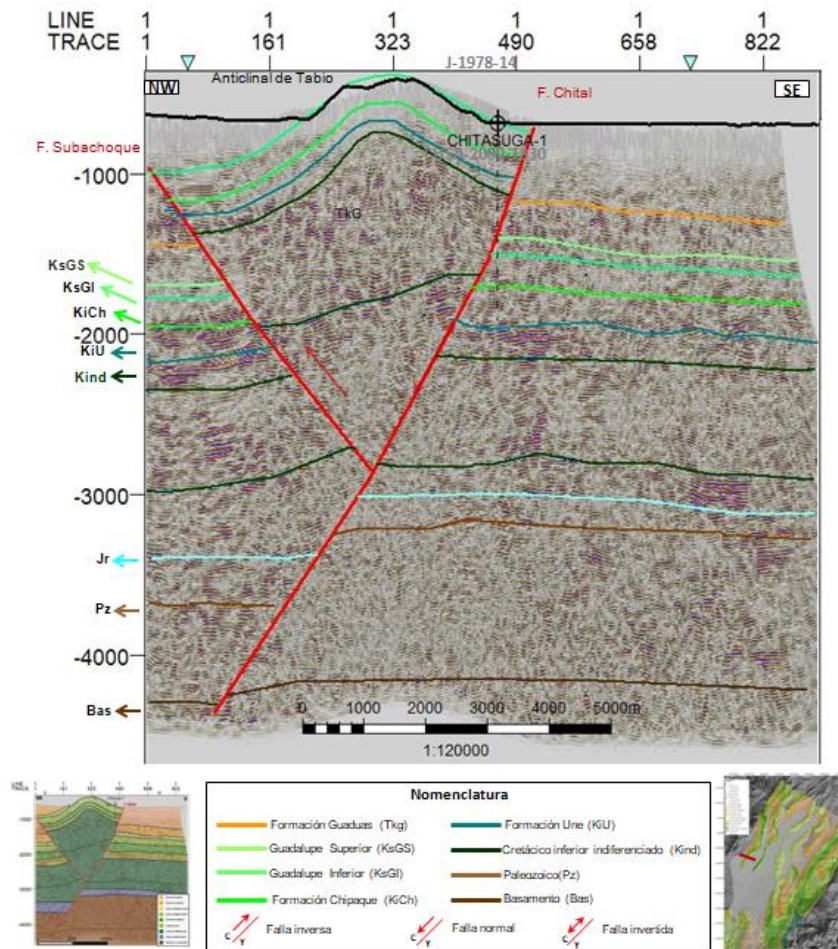
3.2.3.2. Programa JUAICA-1978

Se presentan secuencialmente de sur a norte dos líneas sísmicas de buzamiento (*dip lines*) paralelas entre sí, y posteriormente la sección sísmica de rumbo (Ver figura 3.24). Este programa sísmico tiene una calidad de imagen baja debido en parte a que fue adquirido hace más de 40 años y su último reprocesamiento reportado es de hace 20 años.

3.2.3.2.1. Sección sísmica J-1978-14

Tiene una longitud de 12 km. Sobre esta sección fue perforado el pozo Chitasugá-1 en 1981 por Ecopetrol. Perforó 3623 m de rocas cretácicas (Sarmiento, 2011), fue taponado y abandonado como consecuencia de los resultados negativos al no encontrar ningún tipo de acumulación de hidrocarburos.

Figura 3.49. Interpretación sísmica línea J-1978-14. Proyección pozo Chitasugá-1.

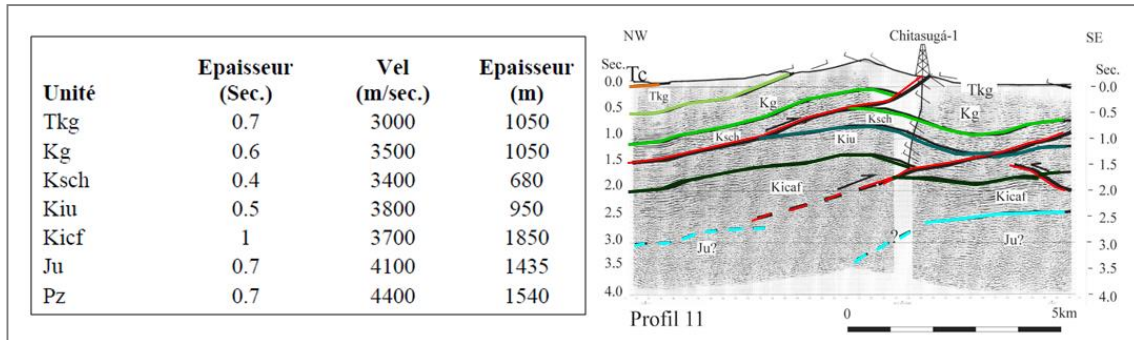


En la parte central de la sección se interpreta el anticlinal de Tabio como una estructura de bloque colgante de la falla de vergencia al oriente de Chital. Esta falla tiene la misma expresión de rumbo y buzamiento de la falla de San Miguel-Fusagasugá al sur, sin embargo, es imposible establecer con certeza que sean la misma estructura. Al occidente es interpretada la falla de Subachoque como un retrocabalgamiento.

En profundidad se ha establecido un tope adicional: Jurásico (azul claro), basado en la tabla que relaciona los espesores de las unidades que conforman la Sabana de Bogotá en tiempo y profundidad (figura 3.50. Izquierda) obtenida a partir de los datos de velocidades del pozo Chitasugá-1 (Cortés, 2004). Aquí es establecido tentativamente el tope del Jurásico a más de 3.2 segundos (5.5 km aproximadamente) de profundidad. La interpretación realizada en conjunto, define al anticlinal de Tabio como una estructura producto de la falla inversión de la falla de Chital que fue

inicialmente extensional durante los primeros estadios del *rifting* y posteriormente invertida.

Figura 3.50. Izquierda: Tabla de espesores (en tiempo y profundidad) y velocidades de las unidades en la Sabana de Bogotá basado en la perforación Chitasugá-1. Derecha: Interpretación sísmica línea del programa sísmico JUAICA-1978 cercana al pozo Chitasugá-1.

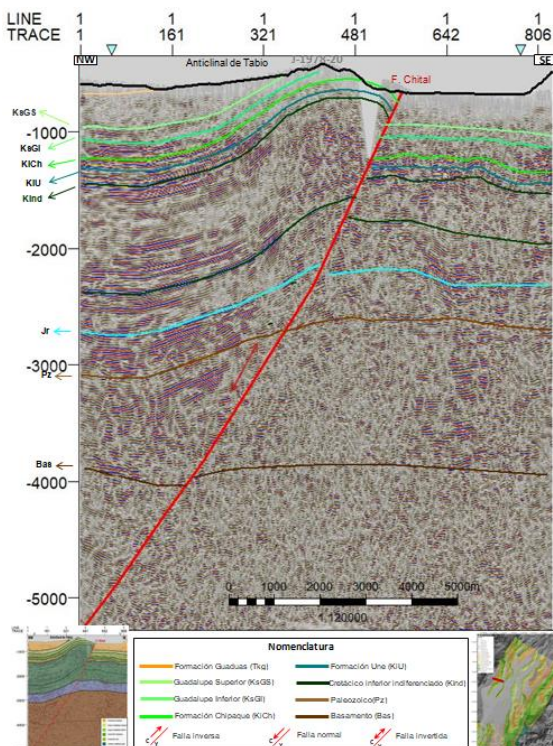


Fuente: Tomado de Cortés (2004).

3.2.3.2.2. Sección sísmica J-1978-20

Unos 8 km al norte de la sección anterior, se encuentra paralela esta línea sísmica que tiene una longitud de 11 km.

Figura 3.51. Interpretación sísmica línea J-1978-20.



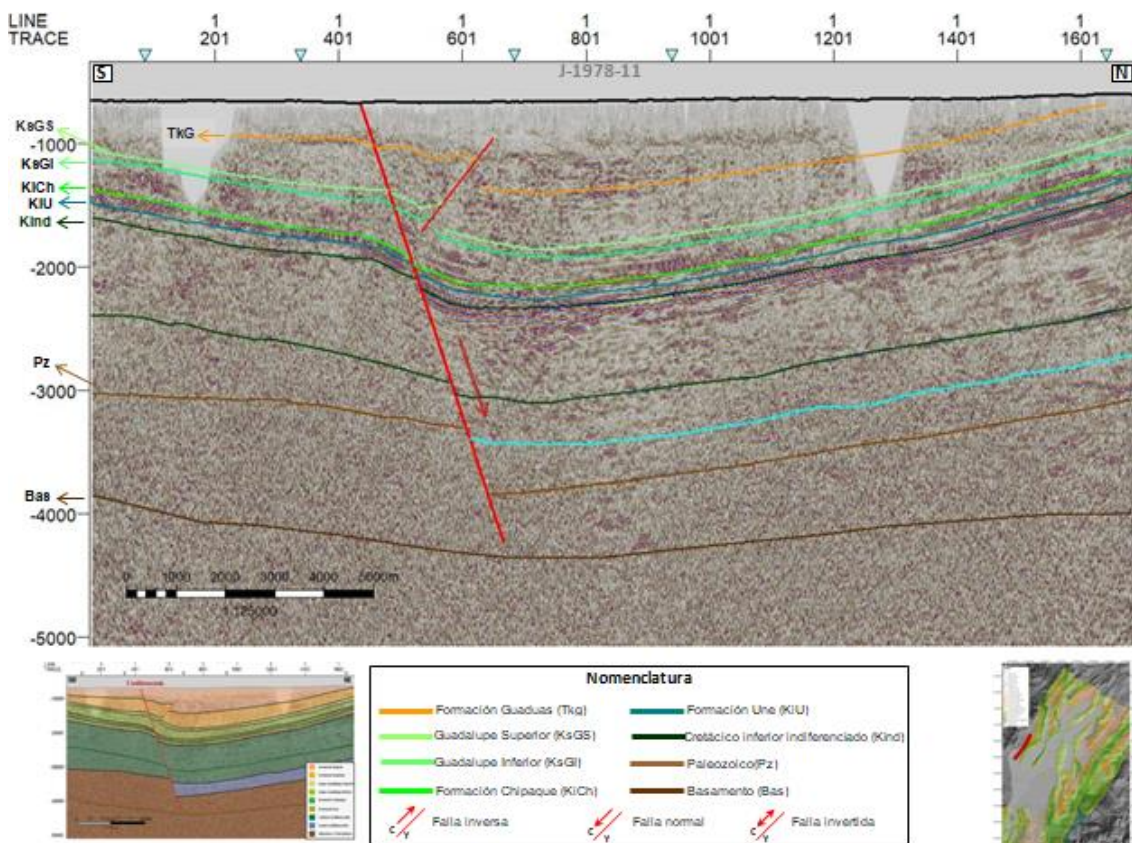
La sección sísmica muestra en su parte central al anticlinal de Tabio con las mismas características anteriormente descritas, con la diferencia que aquí no es observado el retrocabalgamiento de Subachoque. Se define entonces como una estructura de inversión limitada al oriente por la falla de Chital. En profundidad y a pesar de estar casi al borde de la sección sísmica, se puede definir esa geometría en cuña de los estratos más profundos que evidencia esos primeros estadios extensivos de la falla de Chital. La desarmonía que hay entre las capas que conforman la estructura anticlinal, siguen un nivel plástico de despegue posiblemente intracretácico que pudo contribuir con la formación del anticlinal.

En superficie es reconocida únicamente la cresta del anticlinal ya que esta zona está cubierta en gran parte por depósitos cuaternarios.

3.2.3.2.3. Sección de rumbo J-1978-11

Esta línea se encuentra sobre depósitos hacia el occidente de la Sabana de Bogotá, en el valle de Subachoque, con una orientación paralela al eje del anticlinal de Tabio y una extensión de 20 km.

Figura 3.52. Interpretación sísmica línea J-1978-11.



La sección sísmica muestra una falla principal de comportamiento normal cortando toda la secuencia sedimentaria en profundidad. Con una vergencia opuesta, es interpretada una falla inversa que corta únicamente los estratos más superiores del Cretácico Superior y el Terciario. Esta falla progresivamente pierde salto en profundidad hasta desaparecer contra la falla principal. Por su orientación, podría corresponder con las fallas transversales u oblicuas (*tear faults*), que cortan los pliegues principales al norte de la Sabana de Bogotá.

3.2.3.3. Programa SABANA-1988

Se encuentra localizado hacia la parte oriental de la zona de estudio (Ver figura 3.24). De este programa son presentadas secuencialmente de sur a norte tres líneas sísmicas de buzamiento (*dip lines*) paralelas entre sí, pero espaciadas decenas de kilómetros unas de otras.

3.2.3.3.1. Sección sísmica BPSB-1988-07

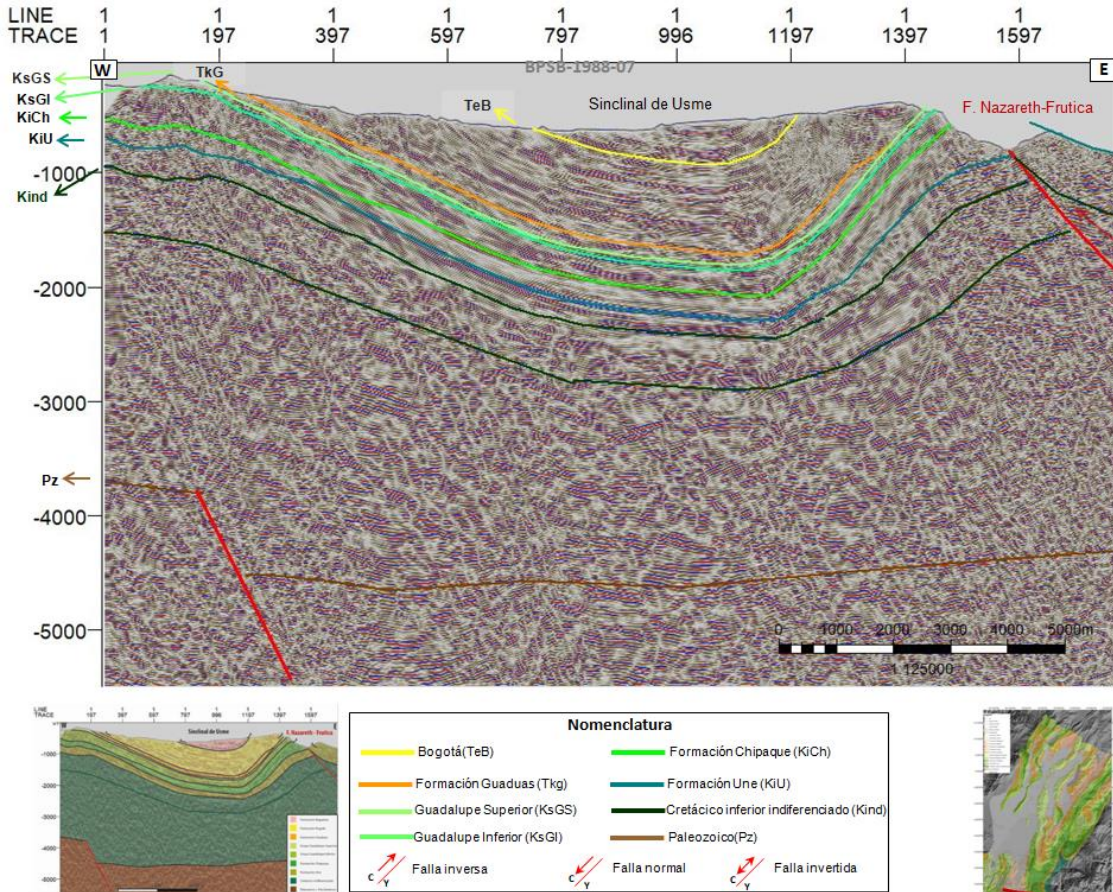
La sección más al sur de este programa sísmico se encuentra localizada en medio del sinclinal de Usme, una estructura reconocida en campo y descrita previamente. La longitud de esta sección es de 18 km.

El límite oriental de la sección muestra la falla inclinada al occidente de Nazareth-Frutica con una geometría planar. Al estar al límite de los datos sísmicos no es posible caracterizar mejor esta estructura ni tampoco su bloque colgante. La parte central está definida por el sinclinal de Usme, una estructura amplia con su flanco occidental menos inclinado y con las capas en disposición normal. El flanco oriental tiene mayor inclinación y en superficie se encuentra la Formación Bogotá reposando paraconforme sobre el Grupo Guadalupe. Una exageración vertical de la sección sísmica permite definir una geometría en abanico de este flanco.

Al igual que el sinclinal de Fusagasugá, esta estructura tiene la particularidad que al ser trazada su charnela desde superficie podría definirse como un sinclinal simétrico; sin embargo, la sección sísmica muestra que presenta dos superficies axiales y podría clasificarse como un pliegue en caja, típico de zonas con niveles basales plásticos. En profundidad, por debajo de los niveles interpretados como intra-cretácicos indiferenciados (*Kindf*, verde oscuro), los reflectores son caóticos y tentativamente se

establece una superficie discordante que podría corresponder con el tope del Paleozoico. Sin embargo, la incertidumbre es alta debido a que esta línea sísmica no tiene ninguna forma de ser amarrada en profundidad porque no existen pozos cercanos ni tampoco más líneas sísmicas 2D que la crucen.

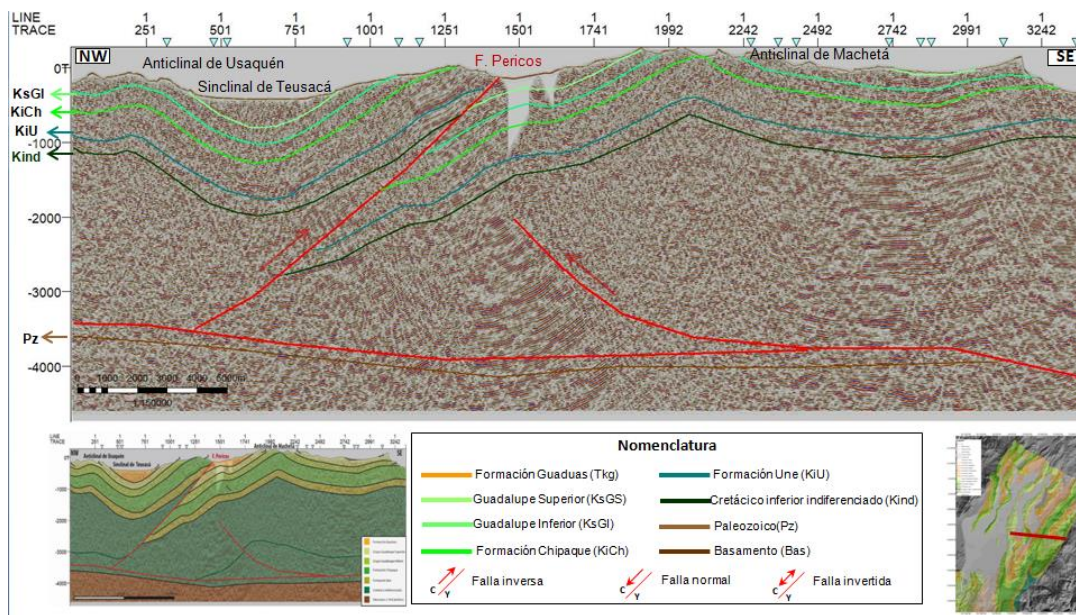
Figura 3.53. Interpretación sísmica línea BPSB-1988-07.



3.2.3.3.2. Sección sísmica BPSB-1988-06

Esta línea sísmica tiene una longitud de 32 km, se encuentra a más de 40 km al norte de la sección anterior. De oeste a este las estructuras en superficie que son reconocidas en esta sección sísmica son: Anticlinal de Usaquén, sinclinal de Teusacá, falla Pericos y anticlinal de Machetá.

Figura 3.54. Interpretación sísmica línea BPSB-1988-06.



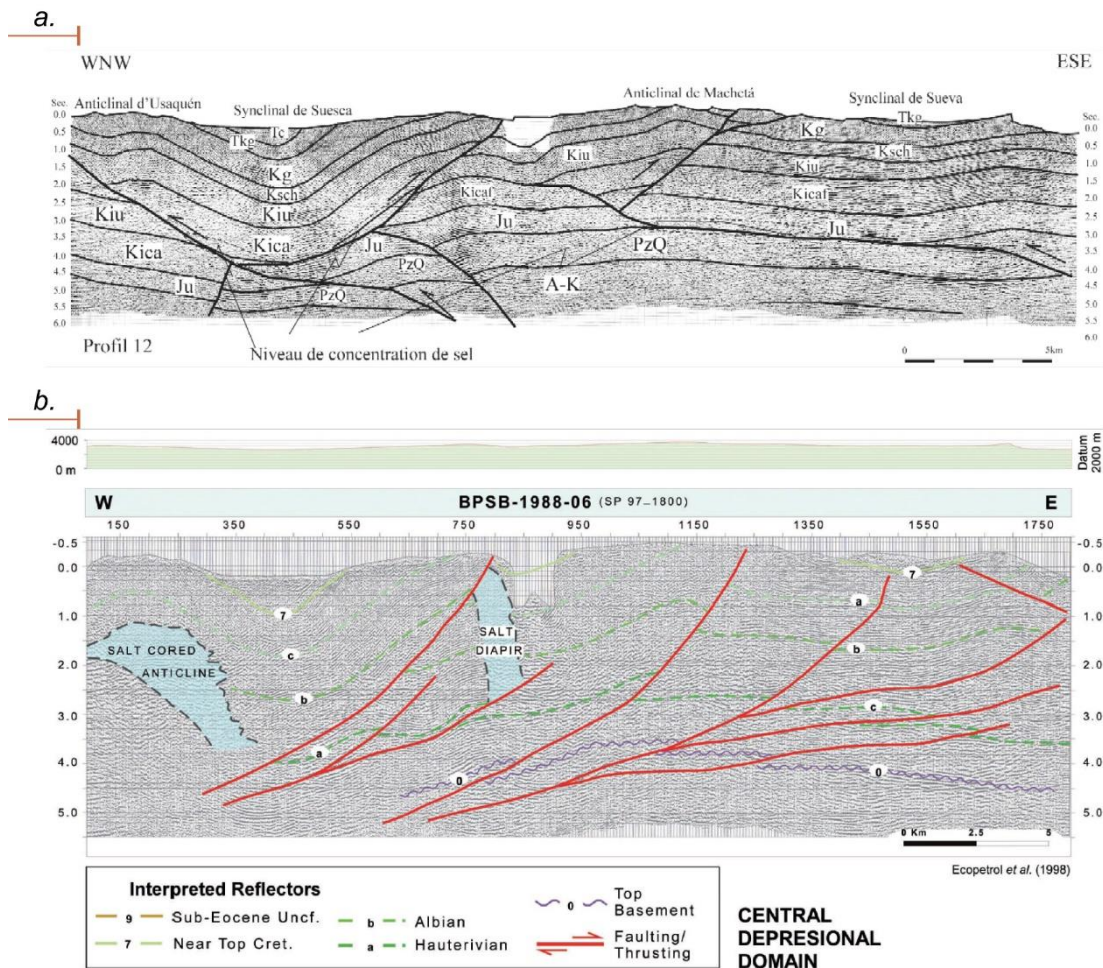
Con la versión de la línea sísmica utilizada en esta investigación, es difícil establecer la presencia de los cuerpos salinos que previamente otros autores han interpretado para la misma sección (Sarmiento, 2011 y Cortés, 2004) (figura 3.55.) donde determinan el anticlinal de Usaquén como una estructura de núcleo salino y además proponen que la falla de Pericos contiene concentraciones de sal en forma diapírica.

La figura 3.54. muestra la interpretación realizada en esta investigación, donde puede observarse al anticlinal de Usaquén en el extremo occidental como un pliegue con un nivel de despegue hacia la base del Cretácico Inferior indiferenciado. Si bien en esta estructura no ha sido posible establecer su núcleo salino, sí se ha podido definir que este mismo anticlinal al sur presenta numerosas inversiones en sus flancos (anticlinal de Bogotá) y que más hacia el sur —sobre el mismo rumbo de la estructura— es observada la discordancia progresiva en la formación Une en el bloque colgante de la falla de Nazareth-Frutica. Al oriente del anticlinal de Usaquén está el sinclinal de Teusacá como una estructura simétrica que hace parte del bloque colgante de la falla de Pericos. Esta falla tiene una vergencia al E y geometría planar en sección con un salto mayor a 1 segundos, aunque en superficie es definida una geometría cóncava.

La parte oriental de la sección sísmica está representada por el anticlinal de Machetá, una estructura amplia conformada en sus flancos por el Grupo Guadalupe y hacia su núcleo se encuentra la Formación Chipaque. Este anticlinal es interpretado como un pliegue de despegue afectado en su flanco occidental por un cabalgamiento de bajo

ángulo y que corta únicamente los estratos basales del Cretácico Inferior indiferenciado.

Figura 3.55. a. Interpretación sísmica de la línea BPSB-1988-06. b. Interpretación sísmica de la línea BPSB-1988-06.



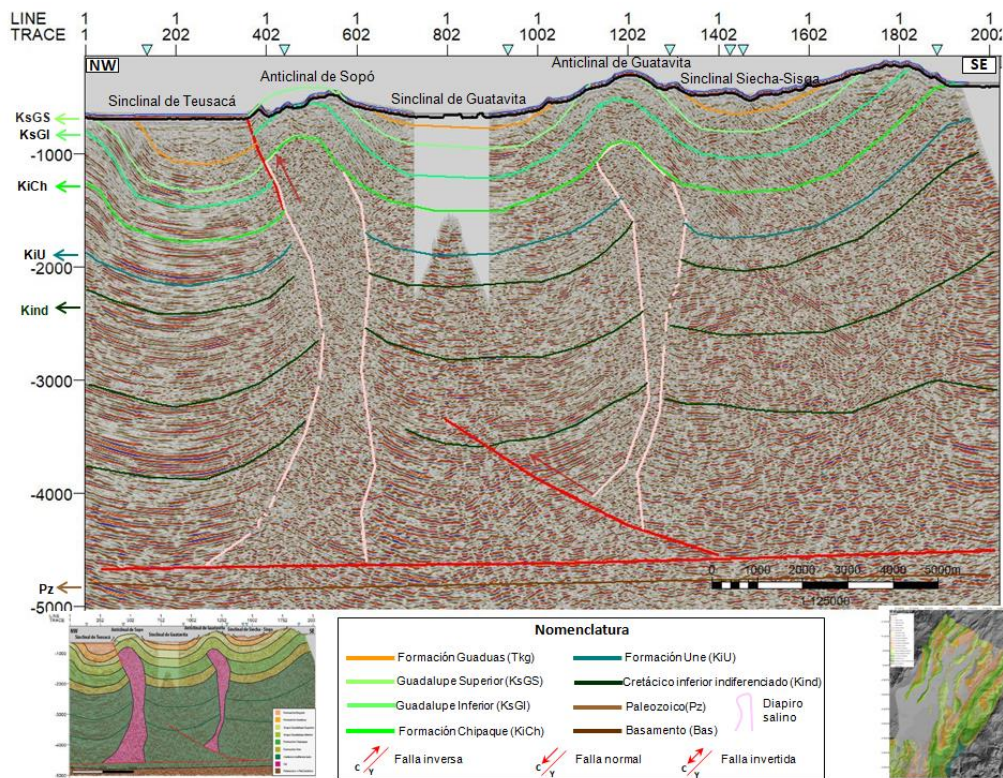
Nota: Nótese ambas interpretaciones con niveles de sal en el Cretácico Inferior en el núcleo del anticlinal de Usaquén y en cercanías a la falla de Pericos.

Fuente: Tomado de Cortés, 2004 y Sarmiento, 2011.

3.2.3.3.3. Sección sísmica BPSB-1988-05

Tiene una longitud de 28 km y se encuentra a más de 20 km al norte de la sección sísmica anteriormente descrita. De oeste a este las estructuras definidas en esta sección sísmica son: sinclinal de Teusacá, anticlinal de Sopó, sinclinal de Guatavita, anticlinal de Guatavita, sinclinal de Siecha-Sisga y el flanco occidental del anticlinal de Machetá.

Figura 3.56. Interpretación sísmica línea BPSB-1988-05.

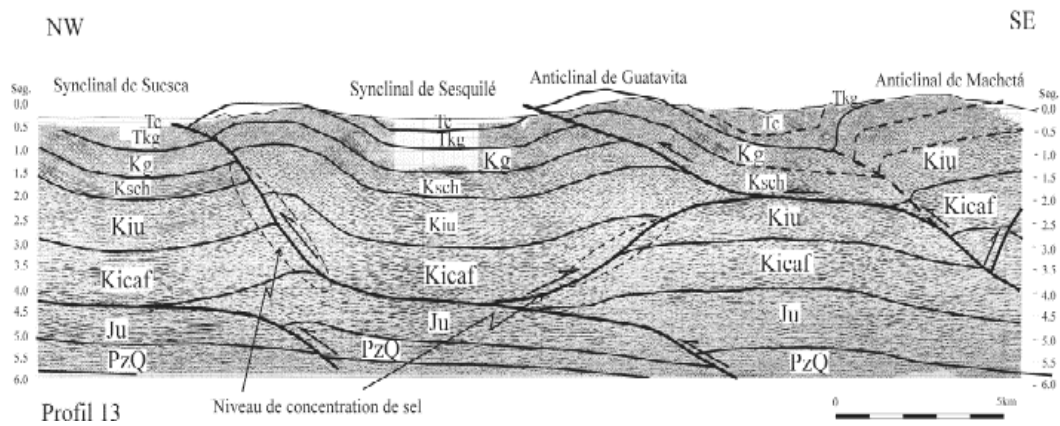


La interpretación muestra una secuencia de sinclinales y anticlinales de despegue, afectados algunos por fallas en sus flancos de poco desplazamiento. Los sinclinales son más amplios y simétricos que los anticlinales que están cortados en sus flancos occidentales por fallas inversas de poca longitud y que hacia sus núcleos, contienen diapiros salinos definidos en esta investigación por los fuertes contrastes de amplitudes entre las secuencias de rocas cretácicas indiferenciadas (en verde oscuro) donde se observan reflectores continuos y los cuerpos de sal que perforan la secuencia sedimentaria que tienen una respuesta sísmica caótica y débil. Las interpretaciones sísmicas anteriores publicadas sobre esta sección (ver figura 3.57.) muestran también las concentraciones salinas hacia la base de la secuencia cretácica inferior indiferenciada; sin embargo, su geometría diapírica no fue establecida.

En superficie, el anticlinal de Sopó unos 5 km al norte de la línea sísmica, presenta una delgada franja de sal que fue explotada comercialmente décadas atrás (mina de sal de Sesquilé). Por el contrario, en el anticlinal de Guatavita no es observada la sal en superficie; sin embargo, la laguna de Guatavita —ubicada en toda la cresta del anticlinal— podría ser una estructura de colapso como respuesta a la presencia de sal en el núcleo de la estructura (ver figura 3.58.).

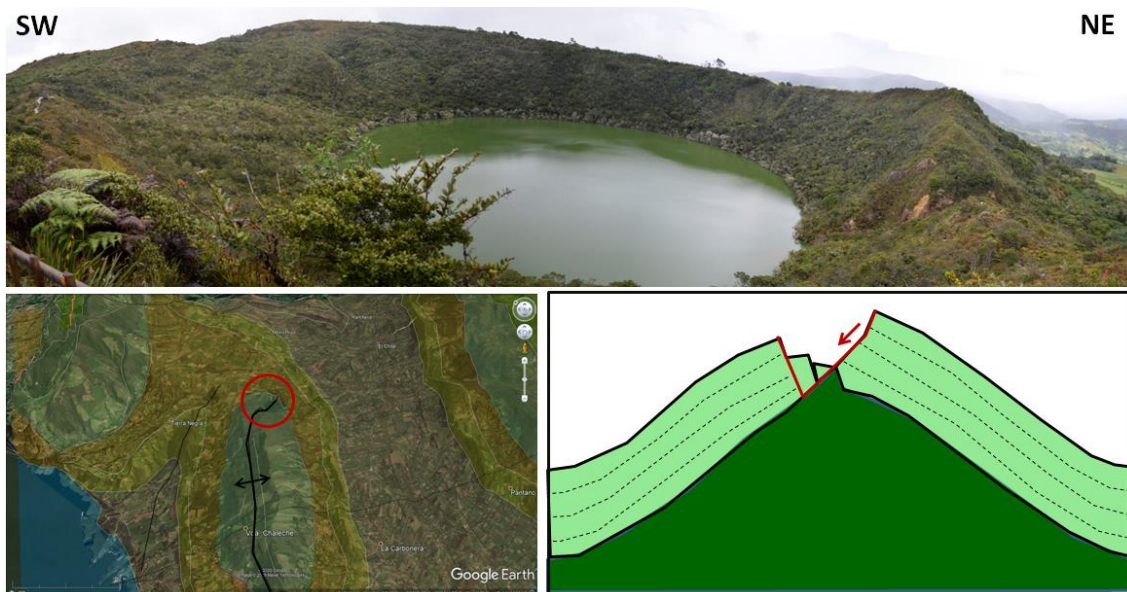
En profundidad, se interpreta un nivel de despegue horizontal cercano al límite basal de la secuencia cretácica indefinida. Por debajo de éste, y basado en la interpretación sísmica de Cortés (2004) (figura 3.57.), se interpreta el tope del Paleozoico.

Figura 3.57. Interpretación sísmica línea BPSB-1988-05.



Fuente: Cortés *et al.* (2004).

Figura 3.58. Laguna de Guatavita y su posible origen por colapso salino.



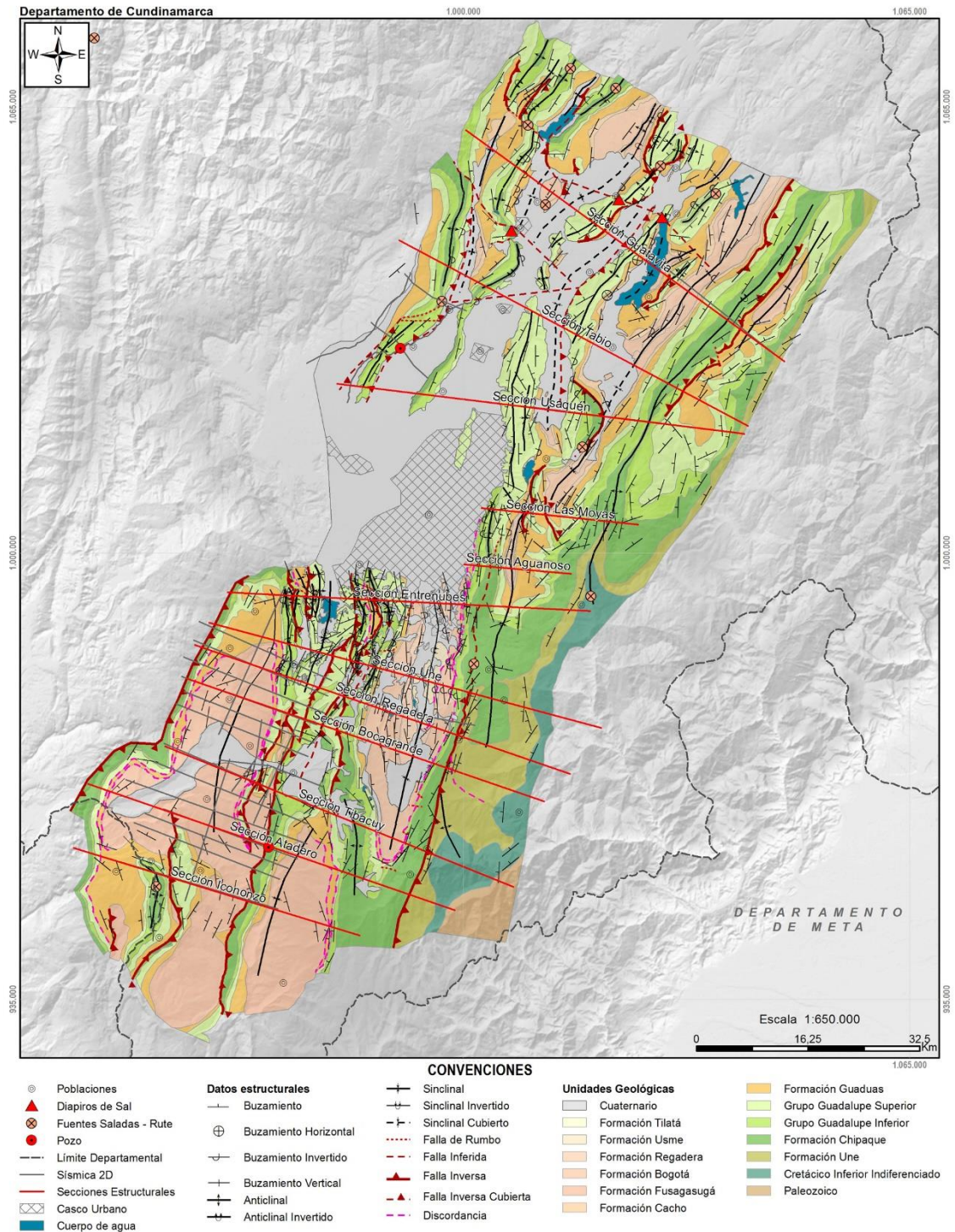
A pesar que las líneas interpretadas corresponden a programas sísmicos antiguos (2000, 1988, 1978), la calidad de los datos es aceptable, teniendo en cuenta que la imagen sísmica de la Cordillera Oriental sigue siendo en la actualidad un reto para las compañías de adquisición y procesamiento. El análisis de las líneas sísmicas 2D permitió identificar los principales rasgos en profundidad de algunas de las estructuras definidas en campo durante la edición cartográfica. Con el programa sísmico FUSA-2000 se pudo definir en profundidad el semigraben parcialmente invertido de Fusagasugá, que en superficie está representado por el sinclinal del mismo nombre.

Esta estructura está limitada al occidente por la falla de Piedras Blancas mientras que hacia el oriente hay una variación en su expresión condicionada por el grado de inversión de la falla inicialmente extensiva de San Miguel- Fusagasugá. Hacia el norte, la falla en superficie no tiene ninguna expresión y es definido el anticlinal de San Miguel, mientras que en profundidad es interpretada una falla normal sin presentar casi inversión. Hacia el sur, progresivamente aparece en superficie la falla de San Miguel-Fusagasugá y en profundidad se define como una estructura invertida con un salto máximo a la altura del pozo Atadero-1. Al sur del pozo la falla vuelve a perder salto hasta casi desaparecer por completo en la sección sísmica más meridional. Por otra parte, del programa sísmico JUAICA-78 pudo ser caracterizada en profundidad la estructura asociada al anticlinal de Tabio, la falla Chital —inclinada al E— limita el anticlinal al oriente que es formado como producto de la inversión de la falla. El anticlinal está limitado al occidente por el retrocabalgamiento de Subchoque. Estratos en cuña en dirección a la falla del Chital fueron interpretados en la parte más profunda de la secuencia y una línea de rumbo de este programa muestra una falla que posiblemente corresponda con las fallas de desgarre transversales de la Sabana de Bogotá. Finalmente, del programa sísmico SABANA-88 tres líneas sísmicas espaciadas entre sí, en promedio 30 km, muestran algunas de las características de los pliegues de la Sabana de Bogotá y también los cuerpos salinos en profundidad. Al sur se pudo caracterizar, en parte, el sinclinal de Usme y, hacia la parte central y norte, la interpretación de líneas sísmicas —donde ya habían sido definidos cuerpos salinos previamente— permitió establecer la geometría y profundidad aproximada de dichas estructuras.

3.3. Secciones estructurales

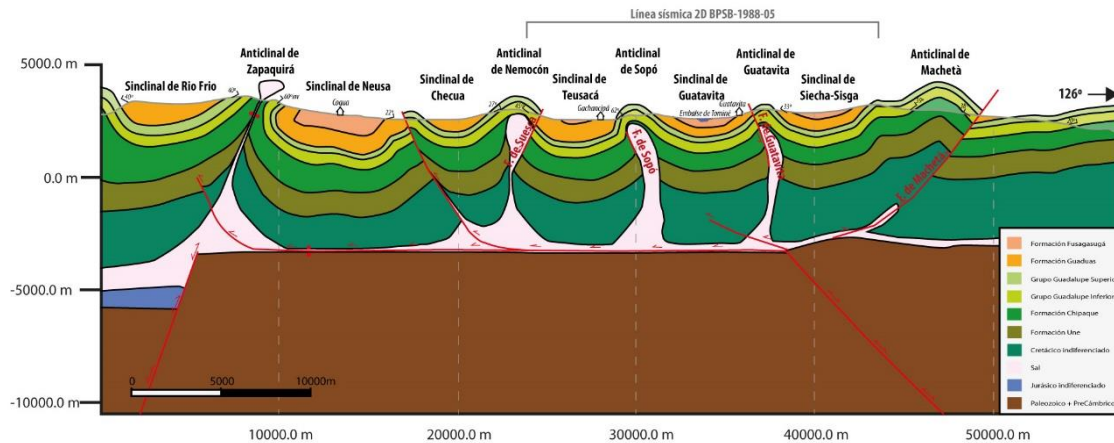
En este apartado se describen de norte a sur 12 secciones estructurales balanceadas, paralelas entre sí, aunque existen variaciones debido a la orientación de las líneas sísmicas que se usaron como base para su elaboración (figura 3.59.).

Figura 3.59. Mapa de ubicación de las secciones estructurales balanceadas.



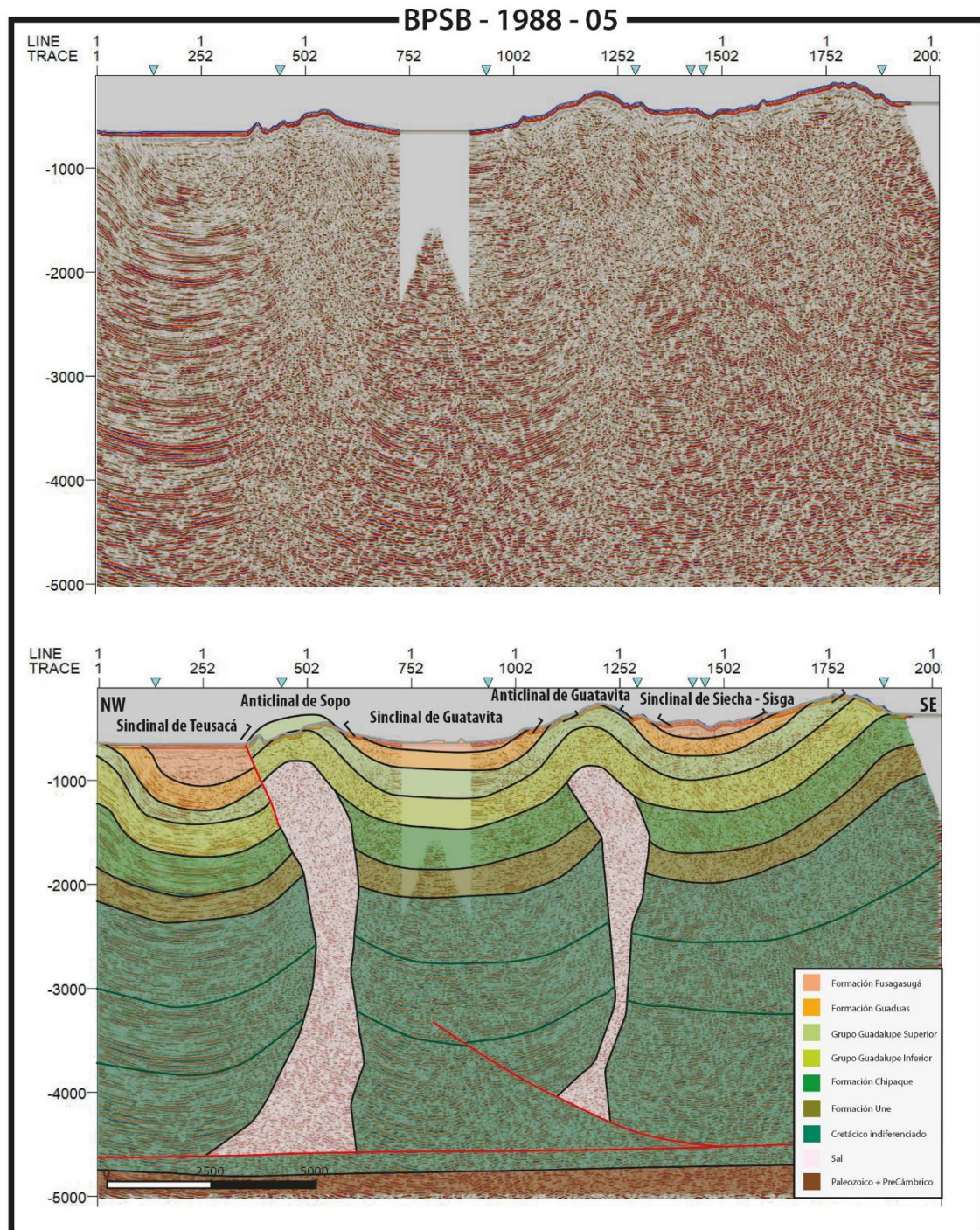
3.3.1. Sección Guatavita

Figura 3.60. Sección estructural balanceada de Guatavita.



Construida sobre una longitud de 57 km, cercana a los municipios de Cogua, Gachancipá y Guatavita, se encuentra unos 15 km al norte de la sección estructural publicada por Teixell *et al.* (2015). Esta sección se apoya en la línea sísmica BPSB-1988-05 (figura 3.56.). Su característica principal es la presencia de pliegues anticlinales con geometrías cilíndricas, separados por sinclinales comparativamente más amplios (hasta 8 km de longitud de onda) y con vergencias variables. Los anticlinales de Nemocón, Sopó, Guatavita y Machetá son interpretados como estructuras con un nivel basal salino de despegue estimado a 4 km de profundidad mediante el método de Chamberlin (1910) y usando el tope del Grupo Guadalupe como nivel de referencia (Teixell *et al.*, 2015). Esta profundidad estimada corresponde a un nivel del Cretácico Inferior indiferenciado que estaría cercano entre la Formación Fόμεque y el Grupo Cáqueza. Adicionalmente, la interpretación de la línea BPSB-1988-05 muestra algunos de estos pliegues (anticlinales de Sopó y Guatavita) y su naturaleza salina, interpretada por la pérdida de las amplitudes sísmicas hacia los núcleos de las estructuras que sugieren la presencia de diapiros aún no completamente cerrados (figura 3.61.).

Figura 3.61. Línea sísmica BPSBP-1988-05 resaltando los anticlinales de Sopó y Guatavita y la pérdida de amplitudes sísmicas indicando la presencia de sal.



Se define una elevación estructural homogénea a partir de las amplitudes similares de estas estructuras y se puede observar también en profundidad como la secuencia sedimentaria mantiene casi la misma altura a lo largo de toda la sección. El estilo referido de los anticlinales y sinclinales y el hecho de tener un relieve estructural homogéneo en la sabana sugiere que en profundidad debe haber un despegue débil y

plano y que las estructuras no involucran el basamento. Al oriente, la falla de Machetá se interpreta con un ángulo de 45° buzando al W, limitando la Sabana de Bogotá y los pliegues de despegue que la caracterizan. En profundidad el despegue basal se interpreta como enraizado en un cabalgamiento de zócalo con vergencia al W, como el responsable del acortamiento inicial que produjo el plegamiento en esta sección. Más adelante se hablará en detalle de esta estructura, que ya ha sido propuesta recientemente por otros autores (Barrera *et al.*, 2019; Teixell *et al.*, 2015).

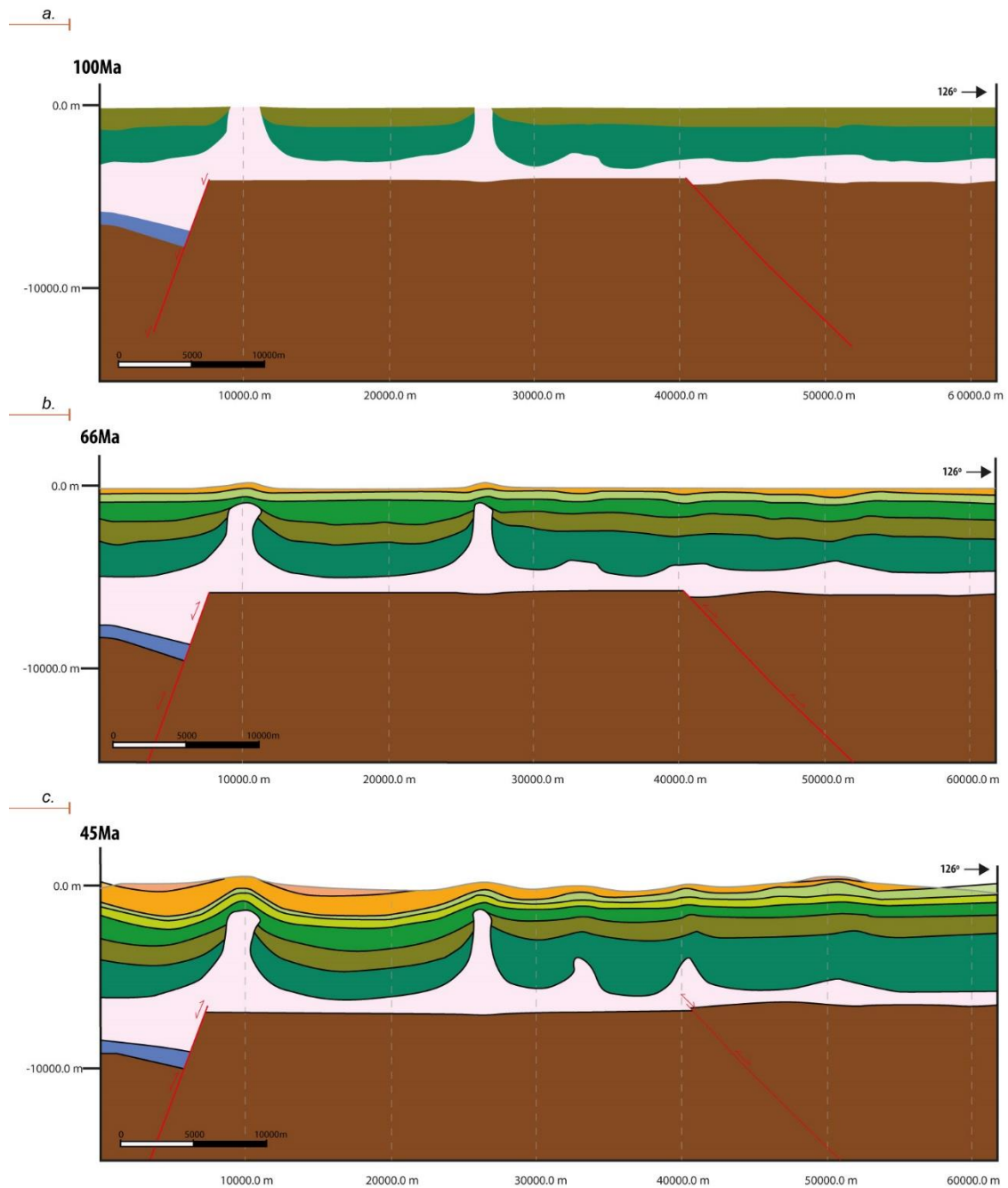
Al occidente de la sección sísmica BPSB-1988-05 están los anticlinales de Nemocón y Zipaquirá. Ambas estructuras son reconocidas por su naturaleza diapírica expresada por las minas de sal del mismo nombre y donde la sal se encuentra intruída dentro de la Formación Chipaque (McLaughlin, 1972; López *et al.*, 1990). Sobre la sección se encuentra representada la porción central de las tres partes en las que el anticlinal de Zipaquirá fue dividido, teniendo en cuenta la orientación de sus flancos durante la edición cartográfica. Aquí, su flanco oriental está invertido haciendo que el eje del anticlinal tenga una inclinación al E. El núcleo de la estructura contiene la Formación Chipaque en la cual es interpretada una superficie de soldadura salina (*salt weld*) donde los estratos de ambos flancos estaban separados originalmente por la sal, que posteriormente fue removida por los procesos compresivos. Esta estructura se interpreta como un pliegue compresivo con un despegue basal salino en el Cretácico Inferior. De igual forma, se interpreta el anticlinal de Nemocón que en esta sección se encuentra al sur de la mina de sal, donde la estructura es conformada en su totalidad por la parte superior del Grupo Guadalupe y en profundidad intruído dentro de la Formación Chipaque, como el diapiro salino que 5 km al norte aflora en superficie.

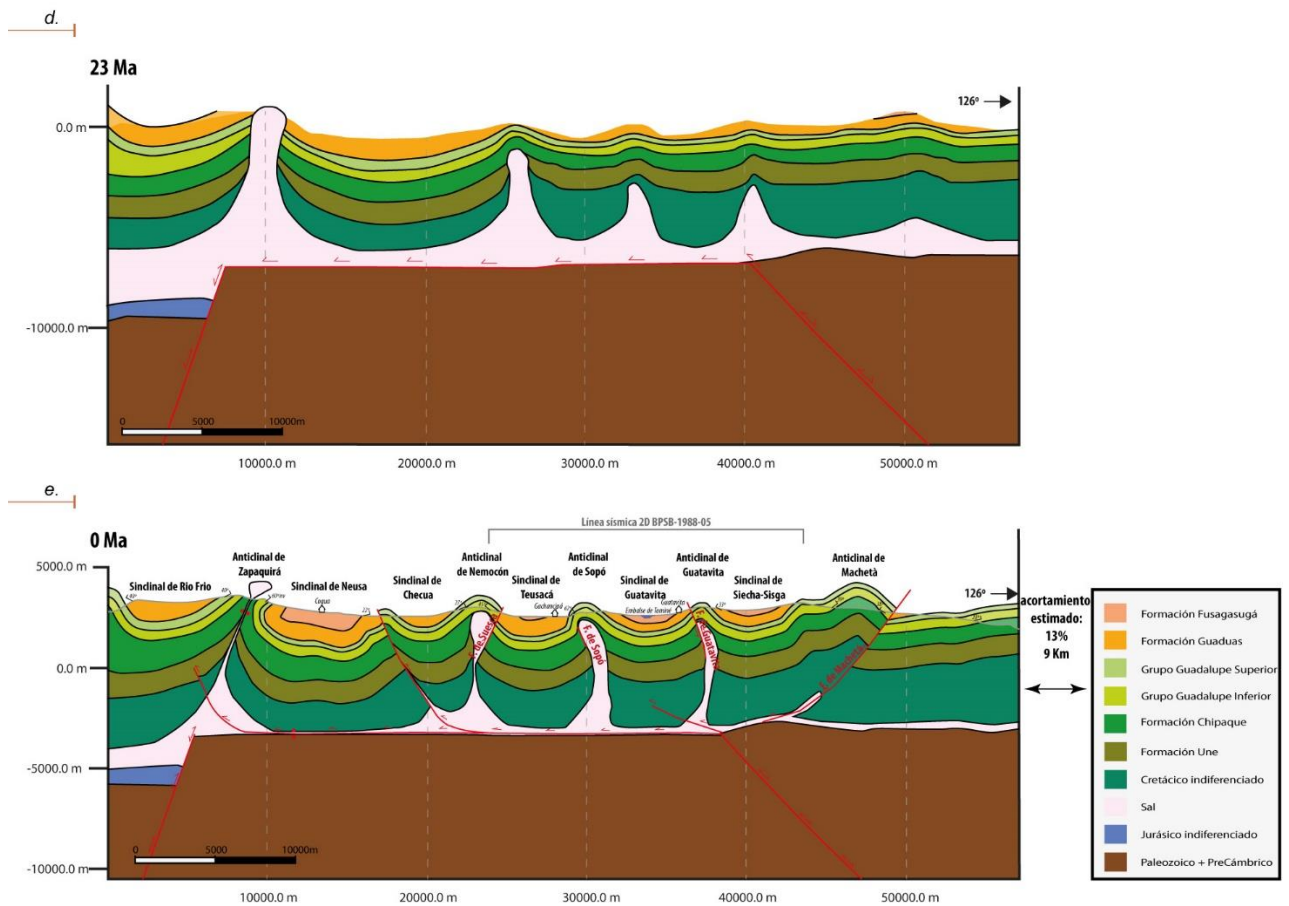
Todos los núcleos sinclinales se encuentran cubiertos en gran parte por depósitos cuaternarios, exceptuando al oriente el sinclinal de Siecha-Sisga donde esta estructura deja aflorar las Formaciones Guaduas, Cacho y Bogotá. Hacia el occidente, los sinclinales son definidos en profundidad con la línea sísmica BPSB-1988-05. Se deduce un aumento hacia el occidente del espesor de la Formación Guaduas con base en la construcción de la superficie de esta unidad. Al usar los buzamientos y contactos establecidos durante la edición cartográfica, se obtiene un espesor de 500 m, mientras que para el sinclinal de Siecha-Sisga al oriente de la sección, son de 200 m.

El acortamiento estimado para esta sección es de 13%.

3.3.1.1. Restitución secuencial sección Guatavita

Figura 3.62. Sección estructural Guatavita y los diferentes estadios de restitución. *a.* Albiano-Cenomaniano (100 Ma). *b.* Maastrichtiano (66 Ma). *c.* Eoceno Medio (45 Ma). *d.* Oligoceno Superior (23 Ma). *e.* Estado actual.





Albiano-Cenomaniano (100 Ma): Tope Formación Une

Hacia el interior de *rift* de la actual Cordillera Oriental en la Sabana de Bogotá, se interpreta un plegamiento por halocinesis pura creando de forma primitiva los anticlinales de Zapaquirá y Nemocón producto de la perforación inicial de la sal que proviene en profundidad desde estructuras extensivas. Se detalla en este estadio una geometría de las capas de la Formación Une en abanico, que corresponden con la discordancia progresiva definida en campo que marca el inicio del ascenso salino (ver figura 3.62. a).

Maastrichtiano (66 Ma): Tope del Grupo Guadalupe

La sal migra únicamente hasta los niveles plásticos de la Formación Chipaque generando el plegamiento incipiente y una disarmonía entre los pliegues. En profundidad hacia la parte occidental de la sección, una falla extensiva inclinada hacia el W fue determinada a partir de la interpretación sísmica; mientras que, hacia el oriente, una estructura de inclinación opuesta enmarca el límite oriental de la Sabana de Bogotá. El relieve destaca los anticlinales de Zapaquirá y Nemocón (figura 3.62. b).

Eoceno Medio (45 Ma): Parte Superior Formación Bogotá

La inversión incipiente de las estructuras extensivas de la parte interna del *rift* es establecida. Sobre las estructuras sinclinales creadas, se han depositado diferencialmente secuencias sedimentarias que varían en su espesor considerablemente. Mientras que hacia el occidente de la Sabana de Bogotá el espesor para la Formación Guaduas es mayor a 1 km (Sarmiento *et al.*, 1994) hacia el oriente, en Guatavita, disminuye hasta alcanzar menos de 500 m. Esta diferencia de espesor también tiene una relación directa con la presencia de sal en profundidad que es mayor hacia el occidente y, además, va progresivamente generando una disarmonía entre las capas (ver figura 3.62. c).

Oligoceno Superior (23 Ma)

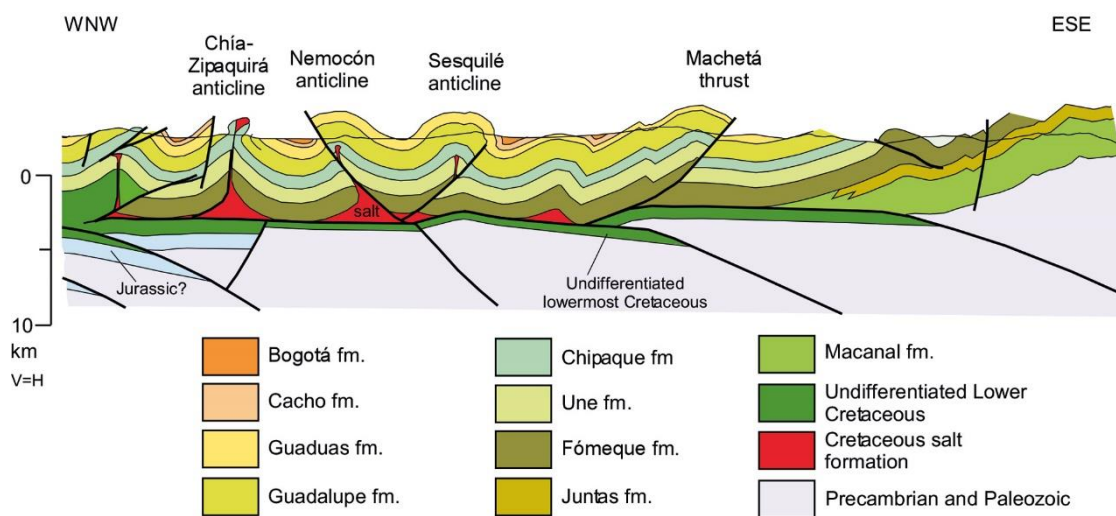
Las fallas invertidas y los pliegues formados durante el inicio de la compresión en la Sabana siguen activos, creando un mayor relieve topográfico. Por la carga sedimentaria diferencial se presenta la removilización de la sal que es extruída de los anticlinales de Zipaquirá y Nemocón. Hacia el oriente se interpretan en profundidad estructuras salinas comprimidas, definidas a partir de la interpretación sísmica. El hecho de la naturaleza extrusiva de las estructuras hacia la parte occidental de la Sabana se debe en parte por la distribución de la sal y la disminución progresiva que va teniendo hacia el oriente, en donde fueron definidos cuerpos salinos no extruidos por debajo de los anticlinales de Sopó y Guatavita (ver figura 3.62. d).

Estado Actual

Desde el Oligoceno Superior, las tasas de acortamiento aumentaron generando la inversión total de la cuenca Mesozoica extensional de la Cordillera Oriental (Sarmiento, 2011). Modelos termales, según datos de termocronología, sugieren que el levantamiento principal de la Cordillera Oriental empezó durante el Mioceno Inferior (Parra *et al.*, 2009b), cuando pasó a ser una barrera topográfica que separó la Cordillera Central de la cuenca de los Llanos a partir del Mioceno Medio-Superior (Horton *et al.*, 2010; Parra *et al.*, 2009b, Gómez *et al.*, 2003,) con un pulso de exhumación lento y estable, seguido de uno rápido entre el Plio-Pleistoceno (Siravo *et al.*, 2019). Durante la fase compresiva más intensa, la sal continuó creciendo a medida que los diapiros fueron estrangulados creando fallas y superficies de soldadura asociadas a este movimiento (ver figura 3.62. e).

3.3.2. Sección Tabio Teixell *et al.* (2015)

Figura 3.63. Detalle de estructura de la Sabana de Bogotá.



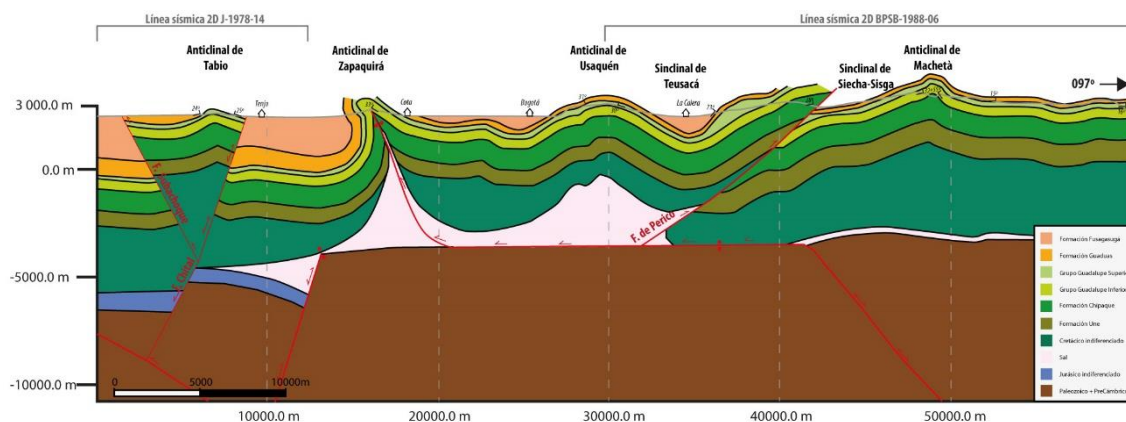
Fuente: Tomado de Teixell *et al.* (2015).

Esta parte central de la sección estructural publicada por Teixell *et al.* (2015) tiene una longitud de 57 km. Se encuentra cercana a los municipios de Tabio al occidente, Cajicá y Sopó en su parte central y parte de la vía entre Guasca-Gachetá al oriente. Los pliegues son interpretados como un cinturón plegado de estructuras relativamente cilíndricas con longitudes de onda de 10 Km que tienen un nivel basal de despegue de fricción baja como la sal en el Cretácico Inferior (anticlinales de Zipacquirá, Nemocón, Sesquilé). Las estructuras están limitadas por fallas inversas en ambas vergencias formadas durante la fase compresiva terciaria y con poco desplazamiento vertical. Al occidente, el anticlinal de Tabio es definido al igual que otros autores (figura 3.50) como un pliegue con niveles múltiples de despegue: un nivel salino basal y otro en la base de la Formación Chipaque. Al oriente, el anticlinal de Machetá es una estructura en el bloque colgante de la falla del mismo nombre inclinada al E. El bloque yacente es un monoclinial basculado al W que en profundidad contiene antiguas estructuras extensivas inclinadas al W que limitarían un graben parcialmente invertido como el de la subcuenca de Cocuy al norte (Tesón *et al.*, 2013). La presencia de estas estructuras en profundidad, al este de la Sabana, justificarían la posición de los pliegues actuales, aunque implica también que deba existir un paso a rampa hacia el occidente.

El acortamiento estimado para esta sección es de 12%.

3.3.3. Sección Usaquén

Figura 3.64. Sección estructural balanceada de Usaquén.



Fue construida sobre una longitud de 63 km, a partir de la línea sísmica BPSB-1988-06 (figura 3.54), lo que explica su oblicuidad respecto a la sección estructural de Teixell *et al.*, (2015). Discurre cercana a los municipios de El Rosal al occidente, Cota y la parte norte de la ciudad de Bogotá en su parte central, mientras que al oriente discurre cercana a la sección estructural Teixell *et al.*, (2015).

La parte occidental de la sección, con variaciones marcadas de elevación estructural, está interpretada como pliegues producto de la inversión de fallas extensivas que involucran toda la secuencia de rocas cretácicas. En el bloque colgante de la falla de Chital se formó el anticlinal de Tabio que está limitado al occidente por el retrocabalgamiento de Subachoque (línea sísmica J-1978-14). Al oriente de esta estructura se encuentra la porción más meridional del anticlinal de Zipaquirá, con un cambio en la inclinación de su superficie axial con respecto a la sección anteriormente descrita evidenciado por el cambio de polaridad de su flanco oriental, que en esta sección se halla en posición normal. Al oriente de esta estructura se encuentra la continuación hacia el sur de los pliegues de despegue salinos descritos en las secciones anteriores. El anticlinal de Nemocón se continúa como el anticlinal de Usaquén y tiene una geometría simétrica con ambos flancos con polaridad normal y buzamientos entre 25-35°. Al oriente, el anticlinal de Sopó está cortado por la falla inversa de Pericos, que tiene vergencia al E y un salto de más de 2 km que rápidamente desaparece lateralmente. Al oriente, el anticlinal de Machetá continúa siendo una estructura con ambos flancos normales; el flanco occidental tiene buzamientos entre 25-35° y el flanco oriental tiene buzamientos más altos (40-50°). La

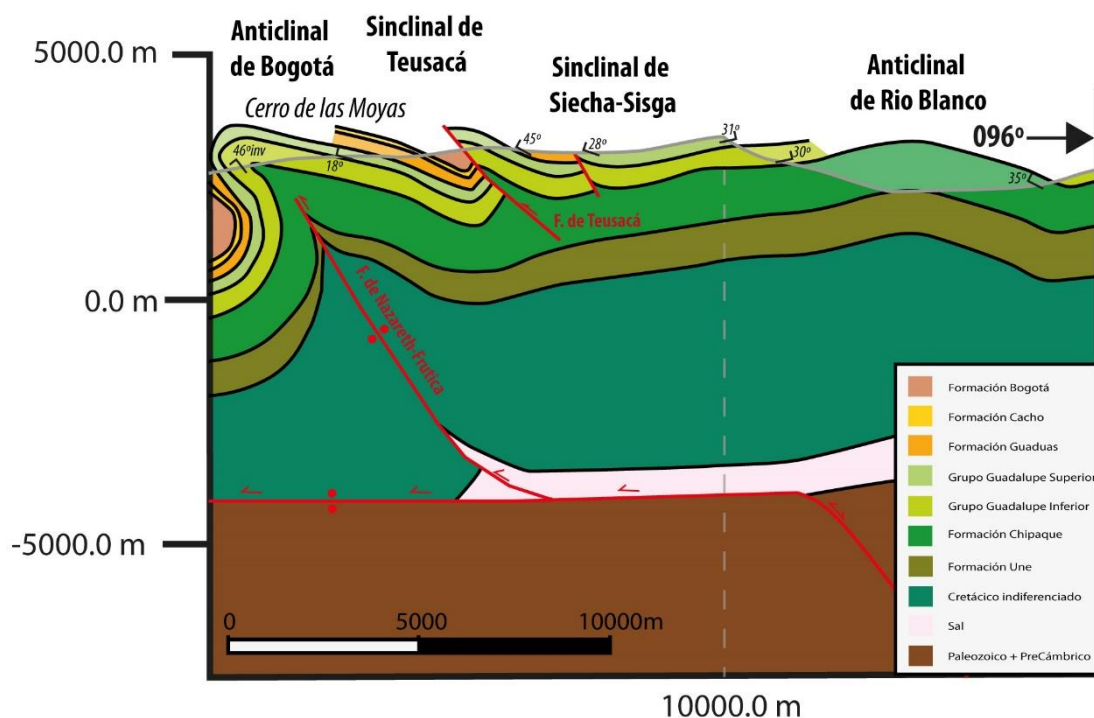
falla de Machetá desaparece progresivamente hacia el sur y sobre esta sección ya no es cartografiable.

Los sinclinales presentes en esta sección están cubiertos por el Cuaternario, únicamente se define al oriente la proyección al sur del sinclinal de Siecha-Sisga que está cortado por la falla de Pericos.

El acortamiento estimado para esta sección es de 15%.

3.3.4. Sección Las Moyas

Figura 3.65. Sección estructural balanceada de Las Moyas.



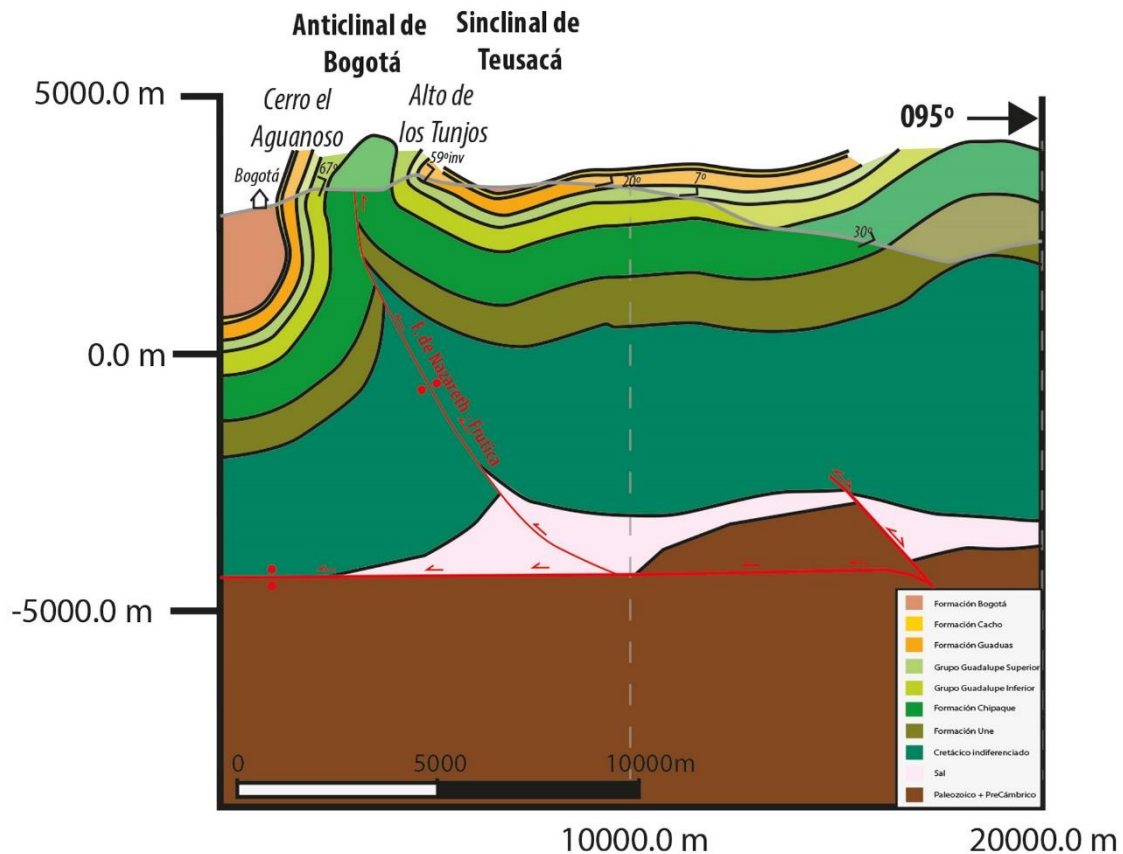
Con una longitud de 28 km, esta sección atraviesa la parte central de los cerros orientales de Bogotá a la altura de Chapinero, sobre el Cerro de las Moyas donde se representa un pliegue equivalente a los pliegues de despegue reconocidos en las secciones estructurales anteriores. El anticlinal que hacia el norte ha sido descrito como Usaquén y Nemocón, a esta altura ha sido referido como anticlinal de Bogotá (Julivert, 1963), característico por sus múltiples variaciones de vergencia, con flancos a menudo invertidos. Sobre el cerro las Moyas que cruza esta sección se observa su flanco oriental con buzamientos muy suaves a horizontales, mientras su flanco

occidental tiene buzamientos subverticales que llegan a tener hasta 40-50° de inversión. Al oriente está el sinclinal de Teusacá limitado por la falla inversa del mismo nombre y vergencia al W. Esta falla es opuesta a la falla de Pericos y tiene un salto de 500 m, en su bloque colgante contiene la estructura que correspondería hacia el sur con el anticlinal de Sopó; sin embargo, aquí el anticlinal ya no está bien definido y se encuentra únicamente un panel buzando hacia el E unos 30° en promedio limitado por dos fallas. Al oriente, aparece el cierre del sinclinal de Siecha-Sisga con buzamientos de sus flancos suaves (entre 15-25°) y también el anticlinal de Machetá, que en su núcleo expone la parte superior de la formación Une con buzamientos cercanos a los 35°. Se interpreta que, en profundidad, estas estructuras mantienen un nivel de despegue Cretácico basal. Hacia el oriente aumenta su buzamiento, lo que sugiere la presencia de fallas que involucran el basamento y aumentan el relieve estructural de éste. La interpretación de un nivel de despegue superior a nivel de la Formación Chipaque es una posibilidad que ha sido planteada por otros autores previamente (Barrera *et al.*, 2019; Mora *et al.*, 1999) sin embargo, la presencia de sal a base del Cretácico sobre el mismo anticlinal de Bogotá al norte (anticlinal de Nemocón) y el reconocimiento de capas deformadas estratigráficamente inferiores (Formación Une) al sur, sugieren que dicho nivel se encuentra como mínimo por debajo de la Formación Une. Esta deformación dentro de las capas de la Formación Une será descrita en las secciones estructurales de más al sur.

El acortamiento estimado para esta sección es de 20%.

3.3.5. Sección Aguanoso

Figura 3.66. Sección estructural balanceada del Aguanoso.

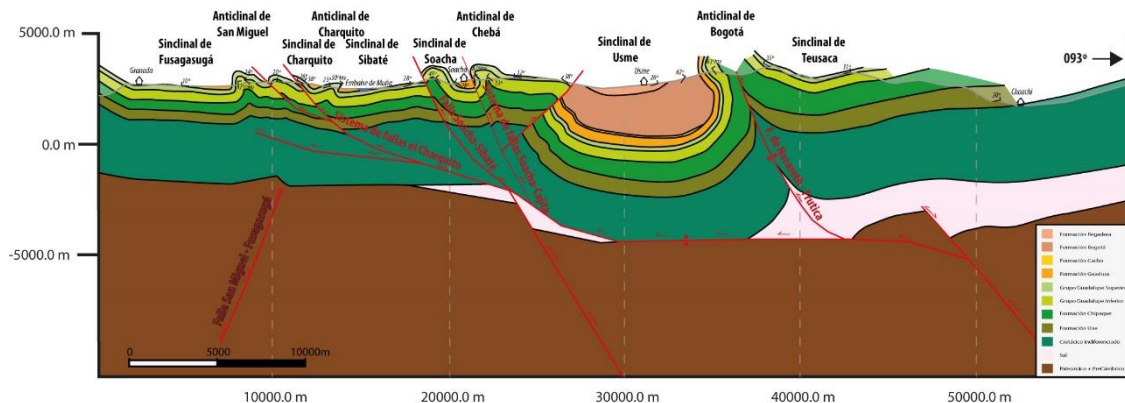


Esta sección tiene una longitud de 16 km y se encuentra al sur de Bogotá atravesando los cerros orientales de la ciudad, entre el cerro del Aguanoso al occidente, el alto de la Viga y la vía Bogotá-Choachí al oriente. Se representa el anticlinal de Bogotá como una estructura asimétrica, con su traza axial inclinada al W. Su flanco occidental lo conforma el cerro del Aguanoso donde las capas están entre verticales a muy inclinadas con buzamientos que superan los 60° al W, mientras su flanco oriental en el alto de la Viga presenta inversión en sus capas, inclinadas al W entre 50-60°. La reconstrucción de la bóveda del pliegue permite definirlo como una estructura con dos charnelas creando una geometría de pliegue en caja. En el núcleo del anticlinal aflora en superficie la falla de Nazareth-Frutica que se interpreta en profundidad como un *shortcut* de bloque yacente de la falla extensiva más profunda definida en las secciones anteriores. Al oriente discurre el sinclinal de Teusacá como una estructura amplia con inversión local en el flanco occidental, pero dominada por buzamientos suaves que no superan los 10° de inclinación generalmente.

El acortamiento estimado para esta sección es de 22%.

3.3.6. Sección Entrenubes

Figura 3.67. Sección estructural balanceada de Entrenubes.

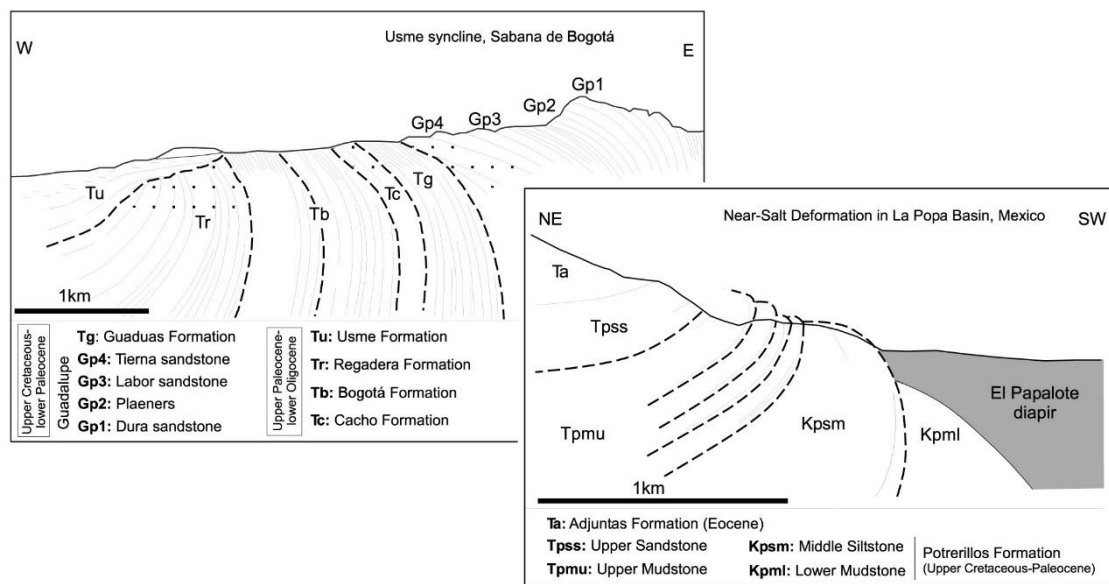


Con una longitud de 53 km, esta sección discurre por el sur de Bogotá atravesando las localidades de San Cristóbal (Cerros Orientales), Usme (Parque Entrenubes y valle río Tunjuelito) y Ciudad Bolívar en la parte central, mientras que hacia su costado oriental pasa por la población de Choachí y por el valle de Soacha, el embalse del Muña y la vía Bogotá-Granada en el occidental.

Al oriente se representa la porción más meridional del anticlinal de Bogotá, cuyo flanco oriental tiene buzamientos en promedio de 30° con capas de polaridad normal, mientras que su flanco occidental presenta la discordancia progresiva reportada por Julivert (1963) y autores posteriores (Gómez *et al.*, 2005; Teixell *et al.*, 2015), esta discordancia se define entre la Formación Guaduas y la Formación Regadera (Figuras 3.5. e y 3.7. a). Desde las capas del Grupo Guadalupe se observa una inversión en la polaridad de las capas que continúa progresivamente a medida que se asciende estratigráficamente a través de las Formaciones Guaduas y Bogotá hasta la base de la Formación Regadera donde las capas están verticales a levemente inclinadas (parque Entrenubes); y, hacia la parte superior de la unidad, cambian a polaridad normal con buzamientos suaves (figura 3.7. d, flanco oriental del sinclinal de Usme). Esta estructura es muy parecida a las secuencias halocinéticas reportadas en otras provincias salinas compresionales (Giles y Lawton, 2002; Rowan *et al.*, 2003) y ha sido interpretada recientemente como la respuesta a una pared salina en el anticlinal de Bogotá, que fue exprimida y totalmente soldada debido al acortamiento (Teixell *et al.*,

2015). La falla de Nazareth-Frutica es la estructura adyacente al sinclinal de Usme por el oriente y en su bloque colgante se ha observado también una discordancia progresiva a nivel de la Formación Une, no descrita anteriormente (ver descripción cartográfica) y que posiblemente deba su origen a la migración salina (halocinesis previa a la compresión andina); en el capítulo de discusión será abordada en detalle esta estructura.

Figura 3.68. Comparación entre la discordancia progresiva del sinclinal de Usme y las secuencias halocinéticas adyacentes a un diapir de la cuenca de La Popa en México.



Fuente: Tomado de Teixell *et al.* (2015).

El marcado cambio de elevación en el relieve estructural observado en esta sección entre el sinclinal de Usme y el sinclinal de Teusacá sugiere la presencia en profundidad de una estructura de basamento como la propuesta en publicaciones anteriores (Teixell *et al.*, 2015; Tesón *et al.*, 2013) con un graben parcialmente invertido; aunque, teniendo en cuenta las discordancias progresivas en ambos bloques de la falla de Nazareth-Frutica, en el cambio del relieve estructural puede haber jugado también un papel importante la evacuación de la sal por carga sedimentaria en el sinclinal de Usme. Esta teoría, en la que varios de los pliegues de la Sabana de Bogotá inicialmente estaban conformados en sus núcleos por sal posteriormente expulsada durante el acortamiento produciendo superficies de soldadura, fue planteada anteriormente por Teixell *et al.* (2015). Hacia el occidente, se interpreta el paso a rampa del cabalgamiento basal definido por el sistema de fallas del río Soacha, establecido durante la realización de la cartografía geológica (figuras 3.8, 3.10. a, 3.10. c, 3.10. d), y que ascienden al pasar del bloque colgante al yacente de una estructura

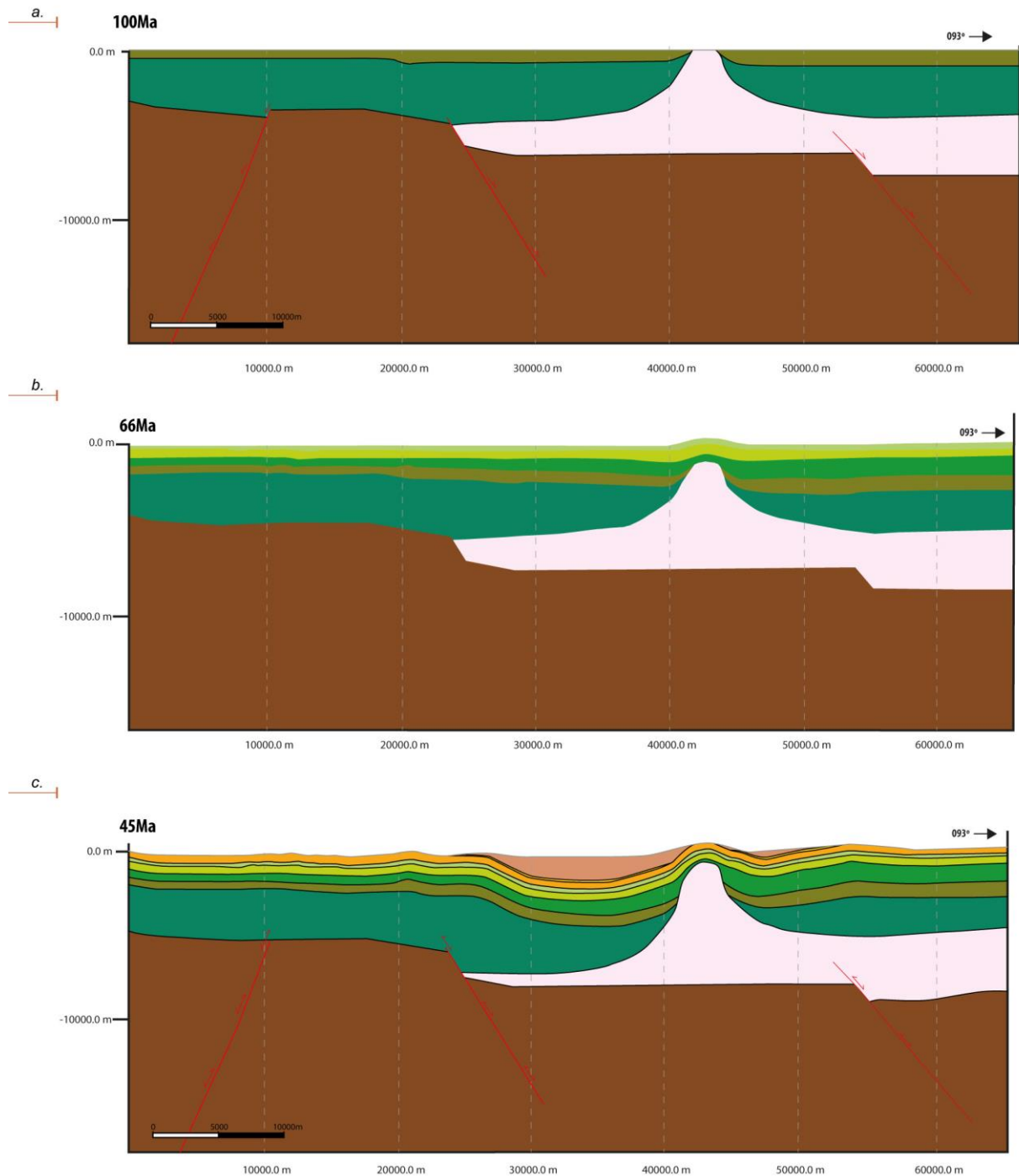
extensiva más profunda. Estas fallas contienen los anticlinales cortados en rampa de Soacha y Chebá. Entre ellos está el sinclinal de Soacha, y en conjunto forman pliegues con características geométricas similares a las descritas previamente, siendo una de las más relevantes el faltante de secuencia entre la parte superior del Grupo Guadalupe y la base de la Formación Guaduas; así como también, el carácter extrusivo dentro de los niveles plásticos de la Formación Chipaque (Julivert, 1963). Adicionalmente, sobre el bloque colgante de este sistema de fallas, al oriente en el flanco occidental del sinclinal de Usme se realizaron dos dataciones termocronológicas de baja temperatura de (U-Th)/He en apatito (AHe) en areniscas de la Formación Bogotá (Bayona *et al.*, 2010): para una muestra de la parte inferior de la Formación se obtuvo una edad AHe de 30.7 ± 1.8 Ma, y para la muestra de un horizonte estratigráfico superior ubicado más hacia el núcleo del sinclinal, la edad obtenida es de 26.4 ± 1.6 Ma. Esto sugiere que la falla de Soacha-Cajitas estuvo creciendo durante el Oligoceno ya que los niveles estratigráficos inferiores estuvieron incorporados primero en el levantamiento que los niveles estratigráficos más hacia el núcleo del pliegue. Este comportamiento, donde los flancos occidentales de los sinclinales se incorporan primero al plegamiento, ha sido documentado por Parra *et al.* (2009) en otras estructuras de la Cordillera Oriental como los sinclinales de Guaduas y Medina (Bayona *et al.*, 2010).

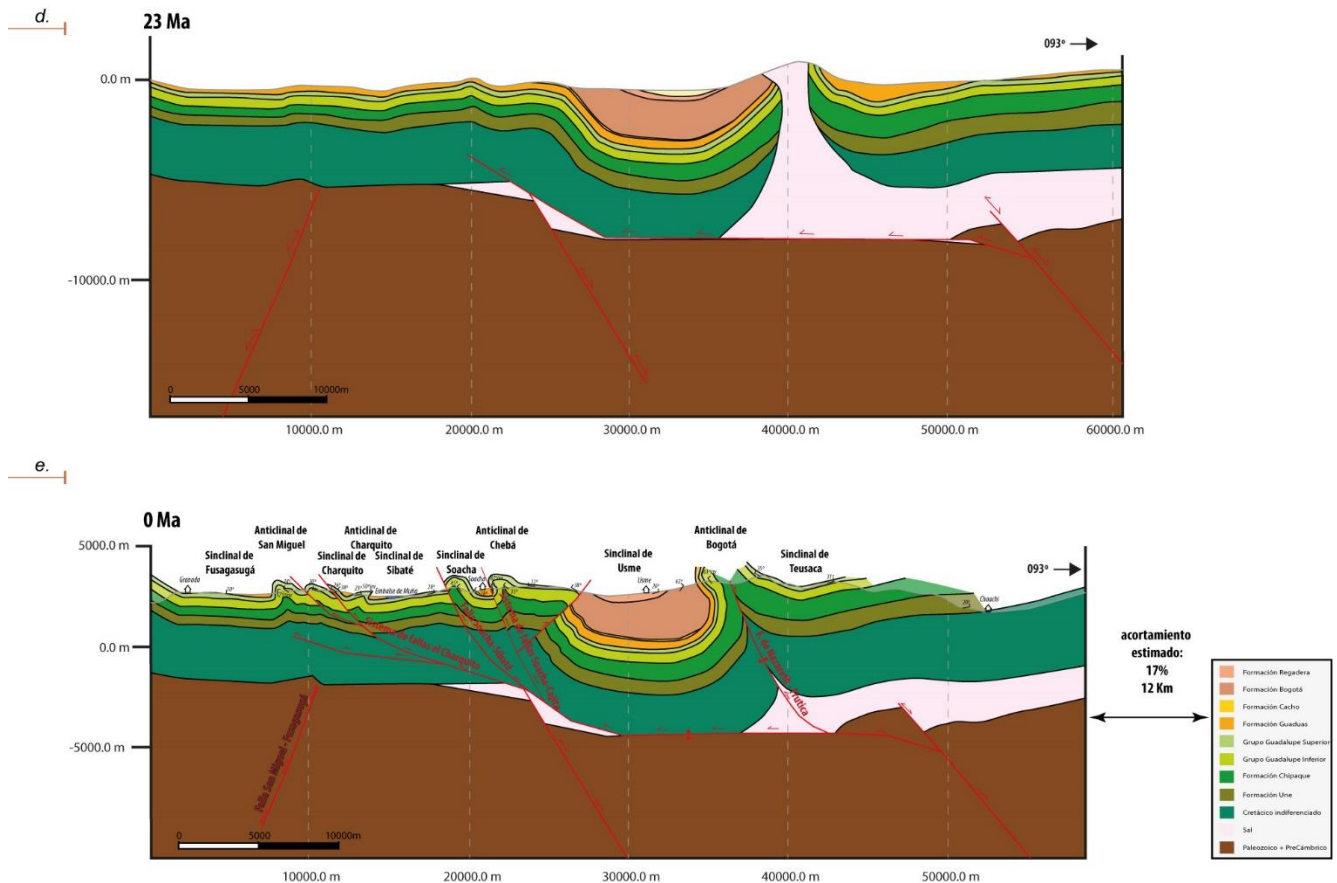
Hacia la parte occidental de la sección, sobre el embalse del Muña, está presente el sinclinal asimétrico de Sibaté con un flanco oriental largo y de buzamientos normales de 30° al W, y un flanco occidental invertido y conformado por una serie de pliegues menores fallados (anticlinal y sinclinal del Charquito). Hacia el sur, pasan al flanco oriental del anticlinal de San Miguel que en esta sección presenta un flanco oriental amplio con buzamientos normales entre $30-40^\circ$ al E, y un flanco occidental corto con buzamientos inversos. Esta estructura es producto de la inversión de la falla de San Miguel-Fusagasugá que aquí no aparece en superficie, pero es interpretada en profundidad. Esta falla forma un semi-graben parcialmente invertido que fue definido con la interpretación sísmica, y sobre el cual aparece el cierre del sinclinal de Fusagasugá, que es la estructura más occidental de la sección.

El acortamiento estimado para esta sección es de 17%.

3.3.6.1. Restitución secuencial de la sección Entrenubes

Figura 3.69. Sección estructural Entrenubes y los diferentes estadios de restitución. *a.* Albiano-Cenomaniano (100 Ma), *b.* Maastrichtiano (66 Ma), *c.* Eoceno Medio (45 Ma), *d.* Oligoceno Superior (23 Ma), *e.* Estado actual.





Albiano-Cenomaniano (100 Ma): Tope Formación Uña

Se interpreta un plegamiento por halocinesis pura, donde la sal que proviene en profundidad desde estructuras extensivas penetra las capas de la Formación Uña. La geometría de esta unidad en abanico corresponde con la discordancia progresiva *syn* a *tardi*-extensiva de edad Aptiana-Cenomaniana, definida en campo que marca el inicio de dicho ascenso salino (ver figura 3.69. a).

Maastrichtiano (66 Ma): Tope del Grupo Guadalupe

El anticlinal de Bogotá se representa como un pliegue primitivo producto de la disarmonía en las capas causada por la naturaleza plástica de la Formación Chipaque y su relación con el diapiro salino subyacente (ver figura 3.69. b).

Eoceno Medio (45 Ma): Parte Superior Formación Bogotá

El ascenso de la sal, producto de la carga sedimentaria, aumentó el relieve sobre el anticlinal de Bogotá quedando además como una estructura emergida causante del cambio abrupto en la composición de los detritos en el sinclinal de Usme en el Eoceno

Medio, que implica un retrabajamiento de cobertera Paleocena y Cretácica al oriente del sinclinal (Bayona *et al.*, 2010) (ver figura 3.69. c).

Oligoceno Superior (23 Ma)

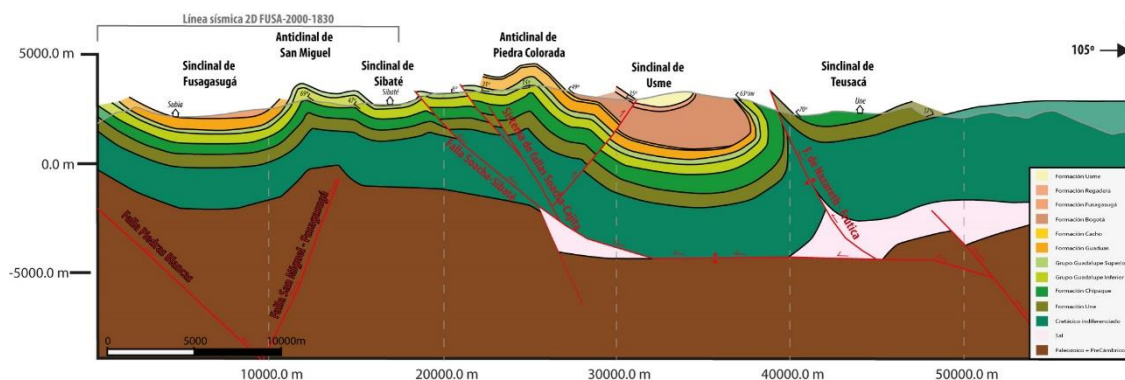
El acortamiento en la Cordillera es evidenciado por la reducción en espesor de los sedimentos Oligocenos acumulados. Un *weld* primario bajo el sinclinal de Usme es interpretado producto del estrujamiento del diapiro por la compresión. Al occidente del anticlinal de Bogotá se depositaron casi 1500 m de la Formación Bogotá (según los datos estratigráficos de Bayona *et al.*, 2010); mientras que, al oriente, en el sinclinal de Teusacá, el espesor máximo es menor a 400 m (ver figura 3.69. d).

Estado Actual

Desde el Oligoceno Superior, las tasas de acortamiento aumentaron generando la inversión total de la cuenca Mesozoica extensional de la Cordillera Oriental (Sarmiento, 2011). Al oriente, en la estructura salina del anticlinal de Bogotá se interpreta la falla inversa de Nazareth-Frutica producto del estrujamiento del diapiro (*thrust weld*). Al occidente, son formados los cabalgamientos de los sistemas de fallas de Soacha, San Miguel como el paso a rampa de un cabalgamiento basal. Estas estructuras ascienden al pasar de bloque colgante al yacente de una estructura extensiva más profunda (ver figura 3.69. e).

3.3.7. Sección Une

Figura 3.70. Sección estructural balanceada de Une.



Esta sección cruza las poblaciones de Une al oriente y Sibaté-Subia en la parte central y occidental respectivamente, con una longitud de 59 km. Con respecto a la sección

anterior, es oblicua debido a que aquí fue necesario hacer un cambio en la orientación de la sección para que estuviera lo más perpendicular posible a los ejes de las estructuras principales. Sobre el núcleo del sinclinal de Usme esta sección se encuentra un poco más de 10 km al sur de la anterior.

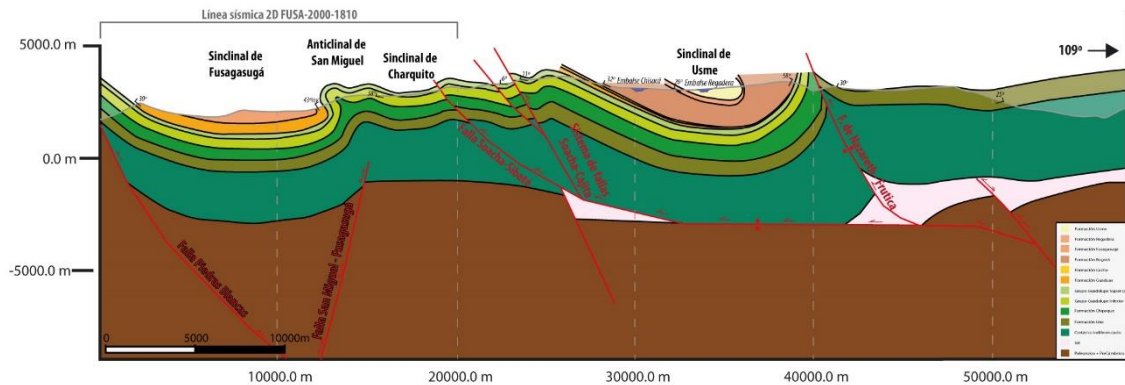
La proyección hacia el sur del sinclinal de Teusacá y el anticlinal de Bogotá representan las estructuras más orientales de esta sección. Al oriente, sobre la población de Une, se observa el núcleo del sinclinal con rocas de la Formación Chipaque. Hacia su flanco oriental se encuentran las areniscas de la Formación Une con buzamientos entre 10-20° al W, mientras su flanco occidental se encuentra limitado por la falla de Nazareth-Frutica que corresponde con la proyección hacia el sur del anticlinal de Bogotá. Esta falla inversa y de vergencia al W tiene un salto pequeño deducido por contener tanto en su bloque colgante como en su bloque yacente a la Formación Chipaque. Sobre este último bloque está el sinclinal de Usme, que expone todo su flanco oriental con polaridad inversa y buzamientos entre 40-60° al E; esta inversión es observada incluso en los estratos superiores de la Formación Regadera. Por el contrario, su flanco occidental tiene polaridad normal y está limitado por el sistema de fallas de Soacha, que como ha sido descrito previamente, son el paso a rampa hacia el W del nivel de despegue basal del Cretácico Inferior indiferenciado. En profundidad, por debajo del sinclinal de Usme, se interpreta aun algún remanente de sal debido a la diferencia de relieve estructural que sigue siendo muy evidente. El sistema de fallas de Soacha al occidente del sinclinal de Usme separa bloques monoclinales de buzamientos bajos en comparación con la sección anterior, en donde se encontraban los pliegues anticlinales de Soacha y Chebá.

La parte occidental muestra al anticlinal de San Miguel en superficie como una estructura asociada a la inversión de la falla San Miguel-Fusagasugá, aunque también se reconoce una disarmonía en estos pliegues, que sugiere una partición de la deformación que podría crear niveles de despegue superiores en la Formación Chipaque. La falla contiene en su bloque colgante al sinclinal de Fusagasugá y en conjunto es interpretada como un semigraben invertido limitado al occidente por un retrocabalgamiento conocido como la falla de Piedras Blancas (Acosta y Ulloa, 2002). La inversión positiva de esta estructura se da por la propagación del acortamiento a través del plano de la falla San Miguel-Fusagasugá, inicialmente extensiva con buzamiento al W.

El acortamiento estimado para esta sección es de 17%.

3.3.8. Sección Regadera

Figura 3.71. Sección estructural balanceada de Regadera.



Con una longitud de 57 km, esta sección se encuentra paralela 8 km al sur de la sección de Une. Al oriente cruza el páramo de Frutica y pasa 1 km al sur del embalse de Regadera en Usme. Su parte occidental cruza cercana a San Miguel y también la vía Subia-Silvania.

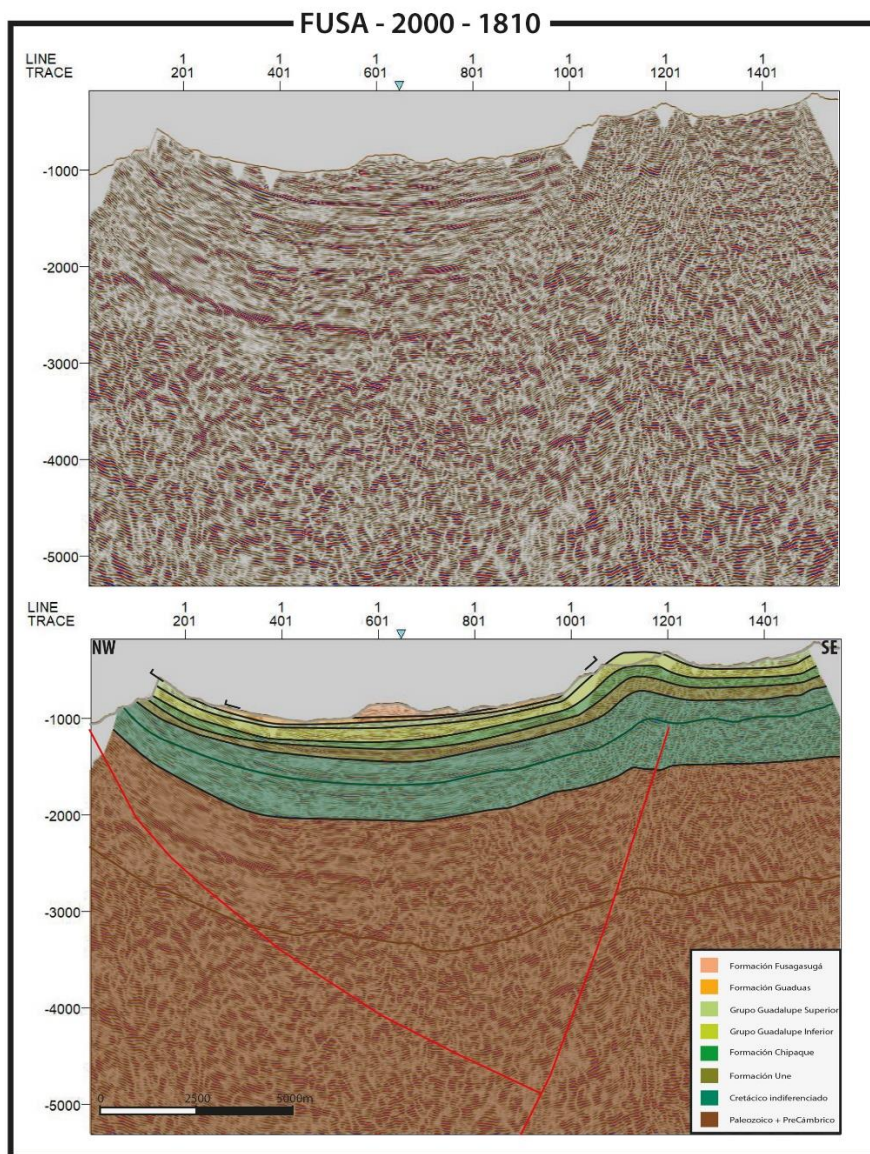
Los pliegues en esta sección son más abiertos que en las secciones anteriores, tendencia que se observa de norte a sur en la Sabana de Bogotá. Hacia la parte oriental se observa la falla de Nazareth-Frutica que es la estructura que, proyectada hacia el norte, corresponde con el anticlinal de Bogotá. Esta falla cabalgante inclinada al W tiene un salto vertical del orden de los centenares de metros que pone en contacto a la Formación Chipaque en su bloque yacente contra la Formación Une en el colgante con buzamientos altos al E (figura 3.2. a) que delimitan el flanco occidental del sinclinal de Teusacá. El bloque yacente de la falla contiene el flanco oriental del sinclinal de Usme que a diferencia de las secciones anteriores presenta una polaridad de las capas normal, con buzamientos entre 50-70° al W.

El flanco occidental del sinclinal de Usme hace parte del anticlinal de Encenillos, dispuesto en el bloque colgante de la falla de Soacha-Cajita que progresivamente ha perdido salto desde el norte y aquí es interpretada con un desplazamiento mínimo. El bloque yacente de esta estructura contiene un panel levemente basculado al E con unos 30° de inclinación que es cortado al occidente por la falla de Soacha. Estas estructuras limitan al occidente con el sinclinal de Sibaté y el anticlinal de San Miguel que para esta sección fue interpretado en profundidad con base en la línea sísmica FUSA-2000-1810 (figura 3.72.). Se define aquí la falla de San Miguel-Fusagasugá como una estructura parcialmente invertida; a nivel del Paleozoico se observa un

pequeño pliegue de arrastre y a medida que se asciende estratigráficamente esta deformación va siendo acomodada por los niveles plásticos del Cretácico Inferior indeterminado, que propagan la deformación hacia los niveles más superiores creando el anticlinal de San Miguel. Éste, en superficie, expone su flanco occidental con capas muy inclinadas a invertidas con buzamientos de hasta 30-40° al E, mientras que el flanco oriental tiene las capas inclinadas en disposición normal con inclinaciones hacia el E en promedio de 30°.

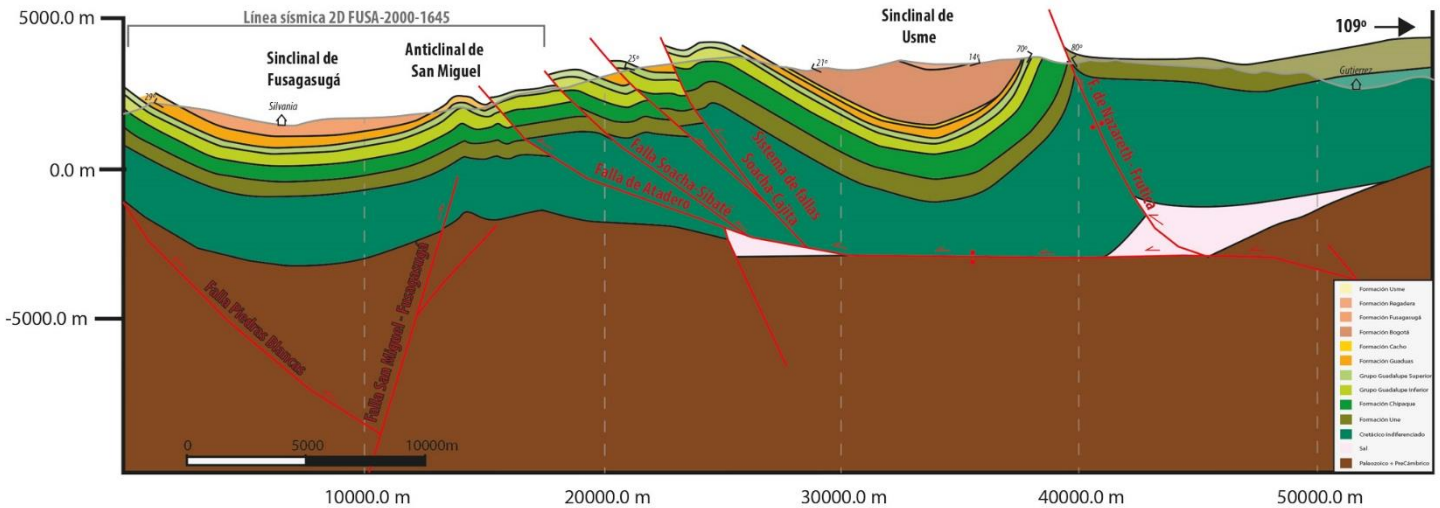
El acortamiento estimado para esta sección es de 10%.

Figura 3.72. Interpretación sísmica línea FUSA-2000-1810.



3.3.9. Sección Bocagrande

Figura 3.73. Sección estructural balanceada de Bocagrande.



La sección de Bocagrande tiene una longitud de 55 km, discurre cercana a la población de Gutiérrez y las lagunas de Bocagrande al oriente, mientras que hacia su costado occidental cruza el sector de La Aguadita y la población de Silvania.

La diferencia con la sección anterior que se encuentra 5 km al norte se observa hacia su parte central, donde aparece la falla de Atadero limitando al oriente el anticlinal de San Miguel. Esta falla es una estructura contractiva que, en conjunto con el sistema de fallas de Soacha, establecen un abanico imbricado de cabalgamientos inclinados al W formados por el ascenso del nivel de despegue basal y que además, separan los sinclinales amplios de Usme al oriente y Fusagasugá al occidente. Este último ha sido trazado en esta sección teniendo en cuenta la interpretación de la línea sísmica FUSA-2000-1645, donde se define un semi-graben parcialmente invertido formado por la falla de San Miguel-Fusagasugá que ha tenido actividad incluso previa a la fase de rifting Mesozoica. Por otra parte, el sinclinal de Usme se enmarca como una estructura formada en el bloque colgante del sistema de fallas de Soacha, pero a diferencia del sinclinal de San Miguel, presenta un mayor espesor de la sucesión Terciaria. Esta sucesión tiene cambios de espesor importantes definiéndose un adelgazamiento en dirección al E que indica una migración del depocentro en el mismo sentido. Hacia la base del Terciario, las Formaciones Guaduas y Cacho que afloran en el flanco occidental no lo hacen en el flanco oriental, mientras que la Formación Bogotá —que tiene más de 1400 m (Bayona *et al.*, 2010) en su flanco occidental— presenta una reducción considerable en su flanco oriental, donde reposa paraconforme sobre el

Grupo Guadalupe (figura 3.7. b). Esto podría ser debido a la evacuación temprana de niveles salinos asociada al bloque colgante de la Falla de Nazareth-Frutica donde se reporta la discordancia progresiva observada en la Formación Une del páramo de Frutica (ver figura 3.1.).

El acortamiento estimado para esta sección es de 9%.

Figura 3.74. a. Panorámica de la falla de Nazareth-Frutica en el páramo de Frutica, mirando hacia el norte. En el bloque colgante en rampa (este), se observan las capas en abanico de la Formación Une, y en el bloque yacente (oeste), se observan las capas de la formación Chipaque del flanco oriental del sinclinal de Usme (Coordenadas 74°6'W, 4°17'N). b. Detalle de la discordancia progresiva dentro de la Formación Une 3 km al sur de la fotografía a (fotografía invertida para mostrar el mismo sentido de la sección estructural).

a.



b.



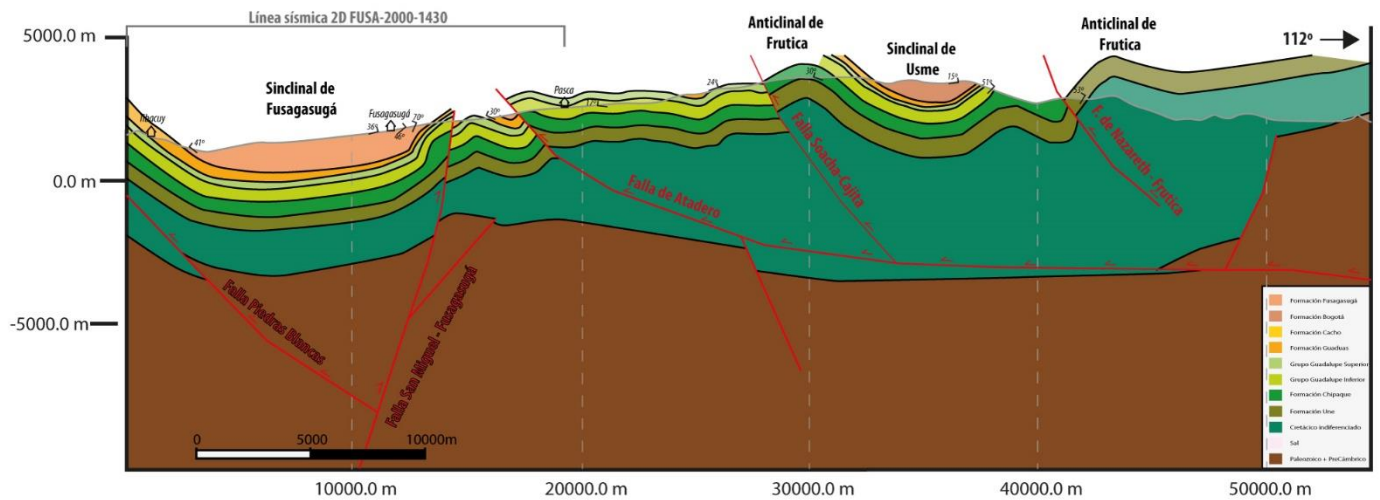
W

E

3.3.10. Sección Tibacuy

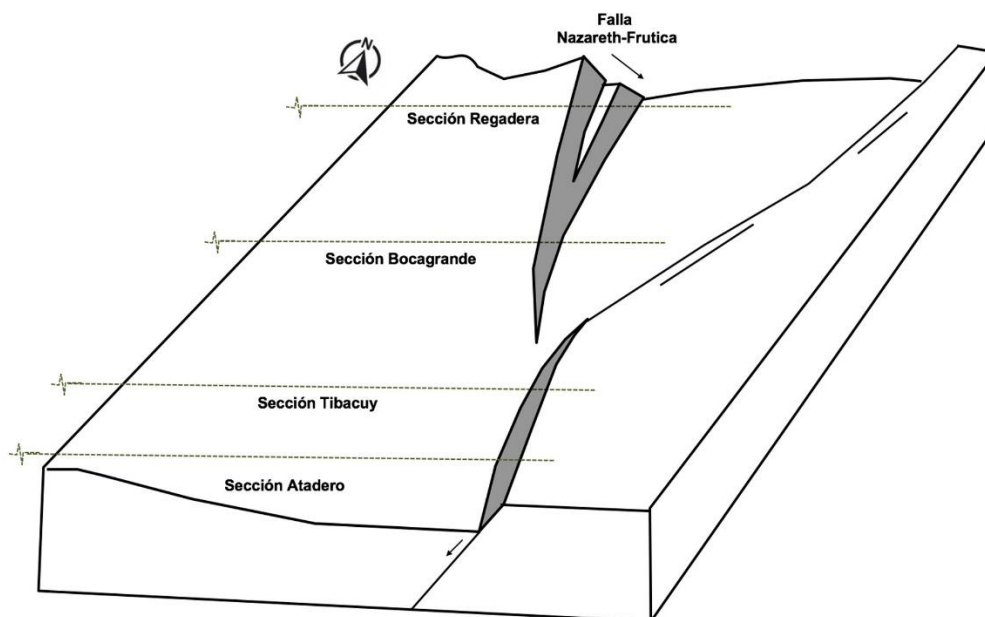
La longitud de esta sección es de 55 km, 10 km al sur de la sección de Bocagrande. Al E cruza cercana a la población de Nazareth en el valle del río Blanco, mientras que su parte central atraviesa el extremo norte del Páramo de Sumapaz y su costado occidental está cercana a las poblaciones de Pasca, Fusagasugá y Tibacuy.

Figura 3.75. Sección estructural balanceada de Tibacuy



En las secciones anteriormente descritas, la falla de Nazareth-Frutica se ha interpretado en profundidad como una estructura que hace parte del límite occidental de un graben localizado al E, fuera de la zona de estudio (goben de San Juanito, Mora et al., 2008). Hay un traslado en dirección N-S del graben reflejo de la transición del límite del rift Cretácico, no por una falla de rumbo como usualmente se han interpretado numerosas estructuras en la cordillera oriental, sino por la propia dinámica de extensión que generan estas geometrías de relevos o surcos que caracterizan los sistemas de rift. La figura 3.76. muestra esquemáticamente la configuración geométrica para el Cretácico Inferior. En el capítulo de discusión será abordado este aspecto con mayor detalle.

Figura 3.76. Configuración esquemática del límite oriental del graben cretácico en la zona de estudio y la localización de las secciones estructurales.

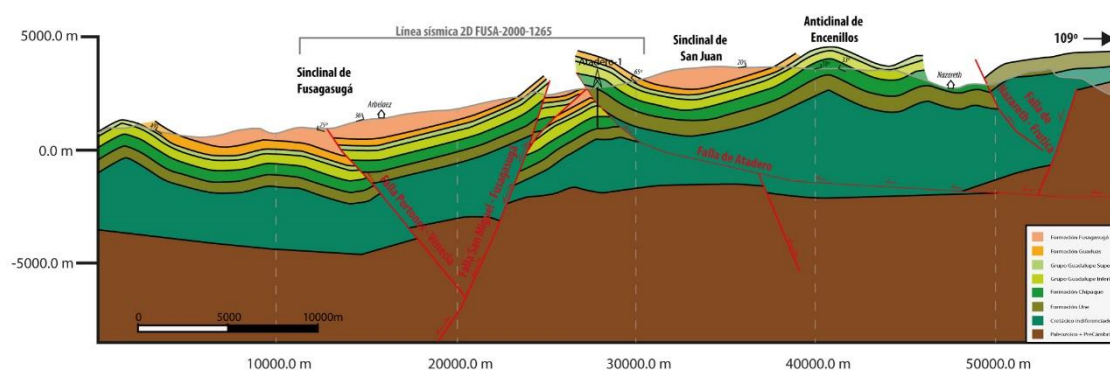


El bloque yacente de la falla contiene replegamientos menores y el cierre meridional del sinclinal de Usme, que vuelve a tener en su flanco oriental a la Formación Guaduas reposando sobre la parte alta del Grupo Guadalupe con un espesor reducido y buzamientos cercanos a los 30° al W mientras que la Formación Bogotá la inclinación de los estratos es en promedio de 10° . Al occidente, el sinclinal está limitado por el anticlinal de Encenillos asociado al mismo sistema de fallas de Soacha-Cajita, que aquí se simplifica al observarse únicamente en el bloque yacente de esta estructura un panel con pliegues menores, pero sin estar afectado por el abanico imbricado de fallas definidos al norte. Hacia el occidente, para la construcción de la sección se utilizó la interpretación de la línea sísmica FUSA-2000-1430. La falla de Atadero aparece con la misma vergencia del sistema de fallas de Soacha y un salto similar al definido en la sección anterior (400 m). Más al occidente y con vergencia opuesta se encuentra a la falla invertida de San Miguel-Fusagasugá, que aquí aflora en superficie y en su bloque colgante, en el flanco oriental de sinclinal, expone una discordancia progresiva entre las capas del Grupo Guadalupe y la Formación Iodolitas de Fusagasugá de edad Eoceno. El flanco occidental del sinclinal está limitado por la falla de Piedras Blancas, que en profundidad puede interpretarse como un retrocabalgamiento producto de la inversión del semi-graben (ver interpretación sísmica). En profundidad, la falla de San Miguel-Fusagasugá tiene un *shortcut* de bloque yacente que afecta únicamente a la secuencia Paleozoica.

El acortamiento estimado para esta sección es de 8%.

3.3.11. Sección Atadero

Figura 3.77. Sección estructural balanceada de Atadero.



La sección de Atadero recibe el nombre del pozo del mismo nombre, uno de los escasos sondeos realizados en la parte sur de la zona axial de la Cordillera. La sección tiene una longitud de 56 km, unos 7 km al sur de la sección de Tibacuy. Cruza al occidente cercana a la población de Arbeláez, mientras que al oriente del pozo se encuentra sobre el páramo de Sumapaz.

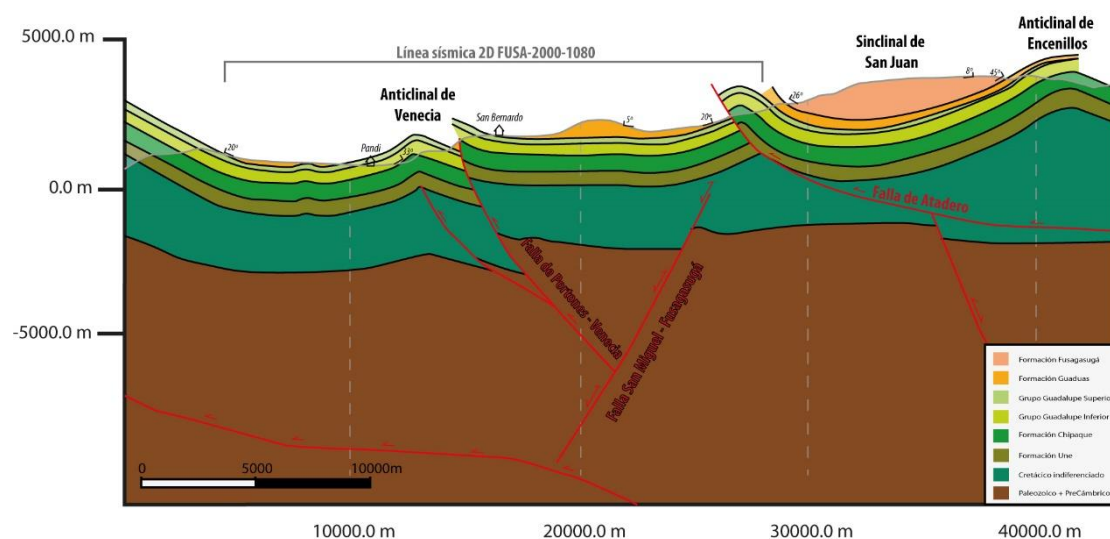
La parte oriental muestra la relación discordante entre el Paleozoico y el Cretácico inferior indiferenciado que aquí se representa con el menor espesor de toda la zona de estudio. La interpretación de esta estructura en profundidad marca el límite de *rift* al oriente con una falla de buzamiento alto al W. La inversión de esta estructura generó por *buttressing* el replegamiento y la falla de poco desplazamiento que se encuentran en su bloque colgante. Al occidente, se encuentra el anticlinal de Encenillos que, a diferencia de las secciones anteriores, ya no está asociado al bloque colgante del sistema de fallas de Soacha, el cual hacia al sur se ha ido simplificando progresivamente hasta desaparecer. Esta estructura anticlinal es interpretada como un pliegue de despegue y su crecimiento está registrado con la discordancia progresiva definida en su flanco occidental entre la parte superior del Grupo Guadalupe, la Formación Guaduas y la formación Regadera (figura 3.12. c), definida en el páramo de Sumapaz en la vía hacia el municipio de San Juan. Este flanco hacia el occidente, conforma el sinclinal de San Juan que es cortado por la falla inversa de Atadero, una estructura que se estima tiene un salto mayor a 1 km al poner en contacto en rampa en su bloque colgante a la Formación Chipaque contra la Formación Fusagasugá en

su bloque yacente. Al occidente, basándose en la interpretación sísmica de la línea FUSA-2000-1265, se representa la falla de San Miguel-Fusagasugá, formando un semi-graben con una inversión positiva parcial. La proyección hacia el sur del anticlinal de San Miguel está representada en el bloque colgante de esta estructura, que muestra las capas en abanico formando una discordancia progresiva entre la parte superior del Grupo Guadalupe y la Formación Fusagasugá. El salto de esta falla es mayor que en las otras secciones, llegando a estimarse en un valor de al menos 1 km. Tal como muestra la sísmica, el bloque yacente de esta falla —que es el perforado por el pozo Atadero— se encuentra caracterizado por un *shortcut* ciego de la falla de San Miguel-Fusagasugá afectando la secuencia Cretácica Superior. El bloque colgante contiene una cuña de sedimentos del Cretácico Inferior que es cortada al occidente por la falla de Portones-Venecia, una estructura antitética formada durante la inversión del semi-graben. El bloque yacente de esta falla está representado por un monoclinal inclinado 10° al E.

El acortamiento estimado para esta sección es de 12%.

3.3.12. Sección Icononzo

Figura 3.78. Sección estructural balanceada de Icononzo.



Es la situada más sur de todas y tiene una longitud de 43 km, cruzando cercana a los municipios de Icononzo, Pandi y San Bernardo, así como también el páramo de

Sumapaz y la vía al municipio de San Juan en su parte oriental. Se encuentra aproximadamente 8 km al sur de la sección de Atadero.

En esta sección, la falla de San Miguel-Fusagasugá se define como una falla extensiva sin presentar casi inversión, observándose en superficie un monoclinal levemente basculado al W. La falla de Portones-Venecia —definida en campo (figura 3.14. d) e interpretada con el programa sísmico FUSA-2000— es una estructura antitética a la falla principal del semi-graben, sigue siendo una estructura significativa que aflora en superficie y con un salto mayor a 1 km. En su bloque yacente aparece un *shortcut* incipiente que en superficie se manifiesta por el anticlinal de Venecia. Si bien la falla de San Miguel-Fusagasugá no muestra inversión, las estructuras asociadas a ella se interpretan como producto de la deformación compresiva y se asume que sobre el plano de esta falla principal hubo un movimiento inverso. Al oriente, se enmarca el sinclinal de San Juan como una estructura de bloque colgante de la falla de Atadero que mantiene su salto vertical mayor a 1 km.

El acortamiento estimado para esta sección es de 6%.

A dirt road winds through a mountainous landscape. In the background, a large, rugged mountain peak rises against a cloudy sky. The foreground shows a dirt road curving to the right, flanked by dense green vegetation and a small palm-like plant. A road sign is visible in the lower right. The overall scene is a natural, mountainous environment.

CAPÍTULO 4

Interpretación y discusión

4.1. Estilo estructural y papel de la sal en la parte axial de la Cordillera Oriental de Colombia

Aunque el estado actual de los estudios sugiere una importancia relevante de la sal en la definición del estilo estructural de la parte axial de la Cordillera Oriental (Cortés *et al.*, 2006; Teixell *et al.*, 2015), los mapas geológicos y las secciones estructurales publicadas no reflejan bien las características donde se pueda definir el rol de la sal como nivel de despegue y/o como desencadenante de fenómenos diapíricos. Basado en nuevas observaciones de campo, interpretación sísmica y elaboración de cortes seriados balanceados, se propone un modelo geológico que incorpora nuevos conceptos de tectónica salina (Hudec y Jackson, 2017) y proporciona elementos que contribuyen a entender la edad e historia de plegamiento de las estructuras. La incertidumbre en el modelo, acerca de las estructuras en profundidad, está relacionada con el poco cubrimiento de información del subsuelo para esta zona y la baja calidad de la información existente; sin embargo, se ha hecho una interpretación intentando determinar el rol del basamento y el origen de los pliegues observados en superficie.

Se pudo determinar que existen variaciones importantes en el relieve estructural del sistema de pliegues que no habían sido descritas hasta el momento entre el páramo de Sumapaz al sur y la Sabana de Bogotá al norte. Esta última se ha caracterizado como un *plateau* conformado por pliegues de despegue con un relieve estructural homogéneo (Teixell *et al.*, 2015) en donde la Formación Guaduas es la primera de la secuencia *post-rift* en registrar variaciones de espesor que testifican el comienzo de la deformación compresiva sinsedimentaria en la Cordillera. Sarmiento (1994), en el costado occidental de la Sabana, en la región de Sutatausa (al norte del área de estudio), reportó más de 1100 m de sedimentos para la Formación Guaduas mientras que para la parte oriental de la Sabana los espesores medidos en los alrededores de Guatavita no alcanzan los 400 m (Montoya *et al.*, 2007). Esta diferencia indica un mayor espacio de acomodación para esta zona occidental durante el Maastrichtiense Superior-Paleoceno (ver secciones Guatavita y Usaquén) que podría ser producido por la migración de la flexión litosférica hacia el oriente causada por la Cordillera Central (Bayona *et al.*, 2007); sin embargo, la presencia en superficie de diapiros salinos hacia la parte central y occidental de la Sabana (Zipaquirá, Nemocón) coincide con el mayor espesor de la Formación Guaduas sugiriendo una relación directa entre estos dos

elementos. Es decir, que el mayor espesor en la Formación Guaduas puede ser producto de la evacuación salina creando el espacio para acomodar mayor cantidad de sedimentos durante finales del Cretácico. Este movimiento salino temprano ya ha sido recientemente propuesto por Teixell *et al.* (2015) donde, a partir de la construcción de una sección estructural balanceada, se define que la longitud de las capas del Cretácico Superior que enmarcan los anticlinales de la Sabana es mayor a la longitud de las capas del Cretácico Inferior. Esta diferencia puede indicar que las paredes salinas experimentaron inicialmente una etapa de crecimiento durante el Cretácico Inferior que fueron posteriormente cubiertas por los sedimentos del Cretácico Superior y posteriormente experimentaron una segunda fase de ascenso por apretamiento (*squeezing*) durante el Cenozoico.

En la parte oriental de la Sabana de Bogotá no se reporta sal cerca de la superficie y los pliegues que se definen son estructuras que no tienen ninguna falla asociada en profundidad, a excepción del cabalgamiento de Machetá que marca el límite oriental de la Sabana de Bogotá; el resto de fallas que limitan las estructuras anticlinales y sinclinales de esta zona (ej. falla de Guatavita, figura 3.60.) son de menor desplazamiento y poca continuidad lateral y están asociadas a los cuerpos salinos no extruidos que han sido interpretados con la línea sísmica 2D BPSB-1988-05 (figura 3.56.) que hacen parte del núcleo de los anticlinales de Sopó y Guatavita. Esta diferencia en el estilo de los pliegues de la Sabana al occidente y al oriente está enmascarada en parte por un relieve suavizado generado por el relleno parcial de las estructuras sinclinales de sedimentos Neógenos de las Formaciones Tilatá y Sabana y las formaciones superficiales cuaternarias.

En la parte central de la Sabana de Bogotá se encuentra la estructura que mejor caracteriza las variaciones en el estilo y relieve estructural de la parte axial de la Cordillera a lo largo del rumbo: el anticlinal de Nemocón (figuras 3.15. y 3.17.) es reconocido por su naturaleza salina al norte con un diapiro salino alojado en la Formación Chipaque, la cual aflora en superficie únicamente en la zona aledaña al mismo. El resto del anticlinal está conformado por la parte superior del Grupo Guadalupe, y, aunque su traza axial es sinuosa y las variaciones en la polaridad de las capas son comunes llegándose a encontrar ambos flancos invertidos, su relieve es homogéneo con una altura entre 2900-3000 msnm en su cresta. Hacia el sur la cresta del anticlinal de Nemocón va ganando progresivamente elevación estructural hasta llegar a los cerros orientales de Bogotá, donde el punto más alto se deduce a una altura mínima en el Alto de La Viga de 3600 msnm (medidos sobre sus flancos porque

la bóveda de la estructura está erosionada). En esta latitud se le conoce como anticlinal de Bogotá y se caracteriza por ser una estructura con variaciones muy grandes en la polaridad (normal o invertida) de sus flancos en cortas distancias a través de su rumbo. El núcleo contiene a la Formación Chipaque con capas plásticas arcillosas muy replegadas, que probablemente han causado una disarmonía importante entre las formaciones por encima y debajo, y sus flancos están conformados por el Grupo Guadalupe incluyendo su parte inferior.

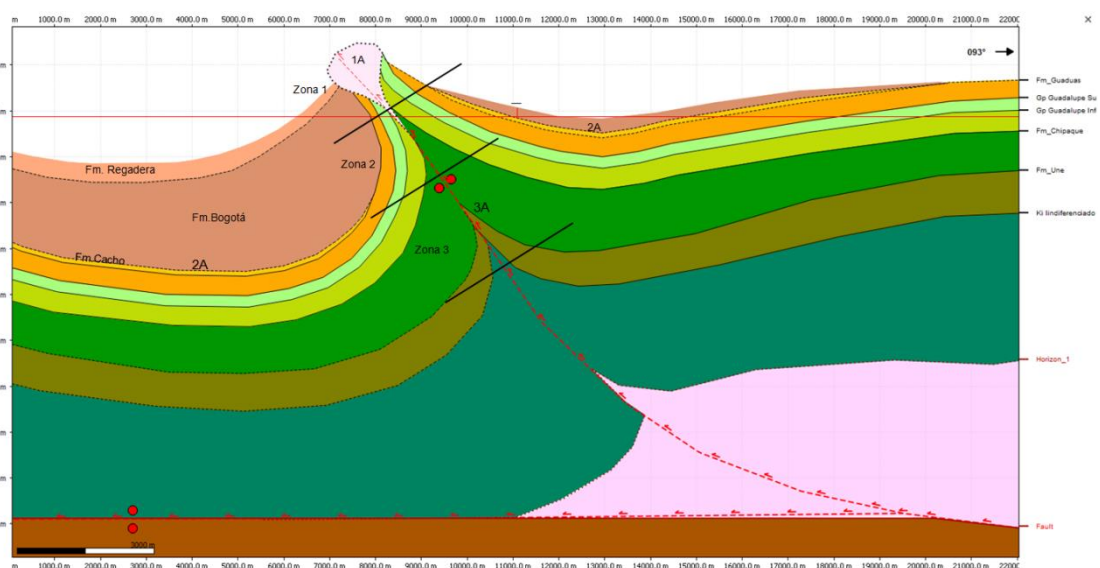
El anticlinal de Bogotá se extiende hacia el sur hasta la vía Bogotá-Chipaque donde su flanco occidental sigue apareciendo como invertido desde capas de la Formación Chipaque hacia el núcleo de la estructura hasta las unidades Cenozoicas, aunque con menor grado de inversión y que se disponen con polaridad normal en los niveles más superiores. Esta geometría en conjunto forma un abanico de capas que previamente ha sido interpretada por otros autores como una discordancia progresiva (Julivert 1963; Gómez *et al.*, 2005; Teixell *et al.*, 2015) pero únicamente referida a las capas Cenozoicas de la Formación Regadera. Esta discordancia progresiva indica un plegamiento contemporáneo a la sedimentación que se interpreta como producido por una combinación de *buckling* compresivo y carga diferencial sobre la formación salina, debido a la variación de elevación estructural entre los sinclinales a ambos flancos del anticlinal de Bogotá.

Se define una diferencia de altura de 800 m desde la charnela a nivel del Grupo Guadalupe entre la parte norte en la Sabana de Bogotá (2900 msnm) y el extremo sur en el páramo de Frutica (3700 msnm) a lo largo del rumbo del anticlinal donde está expuesta la Formación Une. Es decir, al norte en la Sabana está conformado en afloramiento únicamente por la parte superior del Grupo Guadalupe, y a medida que va desarrollándose la estructura hacia el sur la secuencia estratigráfica aflorante va haciéndose más antigua. Estas diferencias sugieren que el anticlinal experimenta un cabeceo hacia el norte que permite observar en detalle la conformación de un pliegue de la Sabana en profundidad, más abajo de la formación Chipaque, proporcionando así una información muy valiosa. Al sur de la vía Bogotá-Chipaque, en la zona del páramo de Frutica, aflora la Formación Une en el núcleo del anticlinal. Esta formación muestra una geometría de capas en abanico, definiendo una discordancia progresiva en el bloque colgante de la falla Nazareth-Frutica, lo que indica un plegamiento de edad Aptiense-Cenomaniense, conclusión obtenida a partir de observaciones en campo que no tiene ninguna referencia bibliográfica anterior. Se interpreta que este plegamiento está causado principalmente por halocinesis, ya que sucede previamente

a la compresión andina y posteriormente a la fase principal de *rifting* del Cretácico Inferior. En bloque yacente de la falla, se define lo que correspondería a la proyección hacia el sur del flanco occidental del anticlinal de Bogotá, que pasó de tener capas totalmente invertidas a capas en secuencia normal, aunque con discordancias importantes a nivel del Cenozoico, lo que testifica la larga vida de la estructura que, a interpretación del autor, su origen es diapírico en el Cretácico y continuó durante la sobreimposición del acortamiento Cenozoico (figura 3.7. c).

La figura 4.1. muestra esquemáticamente una reconstrucción de la estructura anticlinal de Nemocón-Bogotá que atraviesa de norte a sur toda la zona de estudio mediante observaciones en diferentes transversales facilitadas por la inmersión de la estructura entre el anticlinal de Nemocón al norte y la falla de Nazareth-Frutica al sur. De esta forma se pueden destacar elementos que permiten caracterizar el plegamiento de esta parte de la Cordillera Oriental:

Figura 4.1. Diagrama esquemático del Anticlinal de Nemocón-Bogotá a la altura de los cerros orientales de Bogotá.



Notas: 1A. Diapiro salino de Nemocón, 2A. Diferencia de elevación estructural entre sinclinal de Usme y Teusacá, 3A. Disarmonía de la Formación Chipaque, *thrust weld*, y discordancia progresiva en la Formación Une.

Zona 1: extremo norte de la Sabana de Bogotá

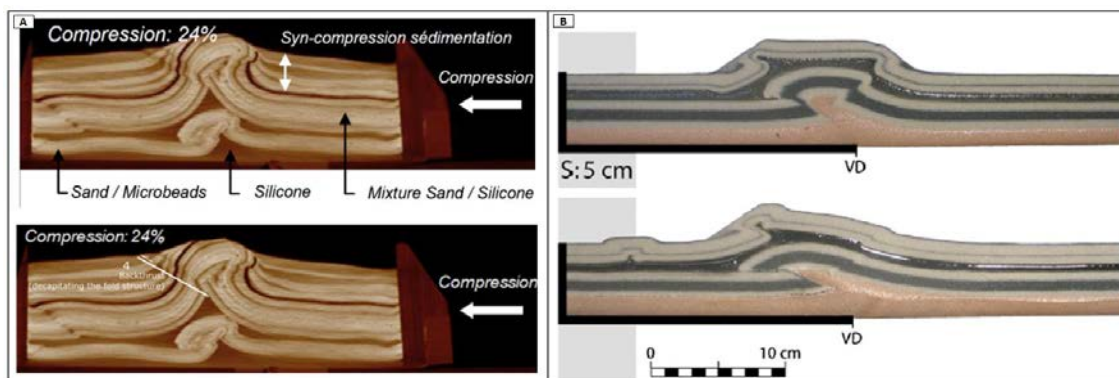
Reconocido como el anticlinal de Nemocón está conformado por la parte superior del Grupo Guadalupe. El esquema representa el diapiro hacia el norte que ha perforado en el núcleo de la estructura y se halla en superficie. El flanco occidental presenta polaridad invertida al igual que las capas que le suprayacen de la Formación Guaduas

que hacen parte del sinclinal de Checua, en conjunto forman un *flap* invertido colgado (*perched flap*; *sensu* Jackson y Hudec, 2017). Este *flap*, en una posición alta de la secuencia estratigráfica, puede marcar el inicio de la reactivación contractiva de la pared salina cretácica, con una forma favorecida por el desacople secundario en la Formación Chipaque.

Zona 2: Cerros Orientales de Bogotá

El anticlinal está conformado en su núcleo por la Formación Chipaque. La única parte donde la bóveda de la estructura está completa es hacia el norte a la altura de Usaquén, pero hacia la parte central y sur de los cerros su bóveda está erosionada y sus flancos, constituidos por la Formación Guadalupe y suprayacentes presentan cambios de polaridad importantes. La falla deducida en el núcleo es interpretada como una superficie de soldadura producto del ascenso y posterior evacuación salina y se enraíza hacia el núcleo del anticlinal siguiendo el lineamiento hacia el sur hasta donde es reconocida como el cabalgamiento de Nazareth-Frutica. Las variaciones de inclinación de los flancos del pliegue se deben en parte a los niveles plásticos y arcillosos de la Formación Chipaque que la establece como un nivel de desacople secundario importante para las estructuras de plegamiento de la Sabana de Bogotá. La geometría de algunos pliegues a nivel de la Formación Guadalupe, apretados y con flancos isoclinales, testifica esta propiedad. Modelos análogos e interpretaciones sísmicas de sistemas de cabalgamientos con niveles de despegue múltiples (Ballard *et al.*, 2018; Darnault *et al.*, 2016; Pichot *et al.*, 2009) muestran una geometría de pliegues similar a la definida para la Sabana de Bogotá con un nivel de despegue basal que migra a disarmonías a niveles superiores, en donde además despegan cabalgamientos que puede decapitar las estructuras plegadas previamente y donde son comunes las variaciones en la vergencia y polaridad de las estructuras (figura 4.2.). Barrera *et al.* (2019) proponen que en la Formación Chipaque se halla el despegue basal del anticlinal de Nemocón-Bogotá, aunque los cuerpos salinos de edad Berriasiense (López *et al.*, 1990) de la Sabana se encuentran intruídos dentro de la Formación Chipaque, la continuación lateral de la estructura en las capas de la Formación Une, que llegan a hallarse verticales en Frutica, desestiman esta posibilidad y sugieren un nivel de despegue más profundo como mínimo por debajo de la Formación Une. Mora y Kammer (1999), de hecho, propusieron un despegue basal para el anticlinal de Bogotá en las formaciones lutíticas de Cretácico Inferior.

Figura 4.2. Modelos análogos de sistemas de cabalgamientos múltiples. a. Darnault *et al.* (2016). b. Pichot *et al.* (2009).



Otro elemento característico de esta Zona 2 es el reconocimiento de la diferencia en la elevación estructural de los sinclinales adyacentes (figuras 4.1, 2A). Aunque para la parte norte en la Sabana los sinclinales contiguos al anticlinal de Nemocón están en gran parte cubiertos por depósitos Cuaternarios y aparentemente presentan un relieve estructural homogéneo, hacia el sur la diferencia de elevación estructural está evidenciada por el espesor reducido de la secuencia terciaria al oriente en el sinclinal de Teusacá, mientras que hacia el occidente en el sinclinal de Usme a nivel del Terciario se preserva un espacio de acomodación muy grande que permitió el relleno de al menos 2 km de sedimentos. Sobre esta estructura está posiblemente el mayor registro de sedimentos Cenozoicos de toda la parte axial de la Cordillera y es debido posiblemente a la evacuación salina bajo el sinclinal de Usme, combinada con el plegamiento compresivo.

Zona 3: páramo de Frutica

Al sur de Boquerón de Chipaque en el núcleo antiformal se observa una estructura fallada de elevado buzamiento con desplazamiento inverso vergente al W. La profundidad de esta estructura se estima como mínimo por debajo de la Formación Une y se interpreta como el resto de una estructura diapírica por donde la sal migró hacia superficie viniendo desde los niveles profundos del Cretácico Inferior indiferenciado ubicados por debajo del sinclinal de Usme, creando el espacio de acomodación que tiene el sinclinal. En el bloque inferior de la falla —que correspondería proyectando hacia el sur con el flanco occidental del anticlinal— se definen las capas en abanico entre el Guadalupe Superior y la Formación Regadera. Mientras que para el bloque superior de la falla es definida la Formación Une, que forma la discordancia progresiva anteriormente mencionada, y que en esta investigación se interpreta como indicativo que para el tiempo Aptiense-Cenomaniense

en esta parte de la cordillera ya había un mecanismo activo como la halocinesis que estaba generando plegamiento de las capas encajantes a posibles paredes salinas (*salt walls*) tempranas. Es decir, se interpreta la falla Nazareth-Frutica como una antigua pared salina que ha sido cerrada y ambos flancos soldados en una sutura de tipo *thrust weld*. La edad de la migración inicial de la sal se remonta como mínimo al Aptiense-Cenomaniense de la Formación Une, que describe la discordancia progresiva. Es probable que la migración salina se iniciara ya durante tiempos anteriores del Cretácico Inferior durante la acumulación de las unidades subyacentes a la Formación Une, aunque la escasa calidad de los perfiles sísmicos no permite definir patrones halocinéticos en esas unidades.

La parte interna del anticlinal que termina al norte del Alto de La Viga contra una falla oblicua con un componente de rumbo en sentido sinistral definida a partir de las observaciones en campo e imágenes satelitales (Falla El Verjón). (Figura 4.3.).

Figura 4.3. Componente de rumbo de la Falla El Verjón sobre el anticlinal de Bogotá en los Cerros Orientales.



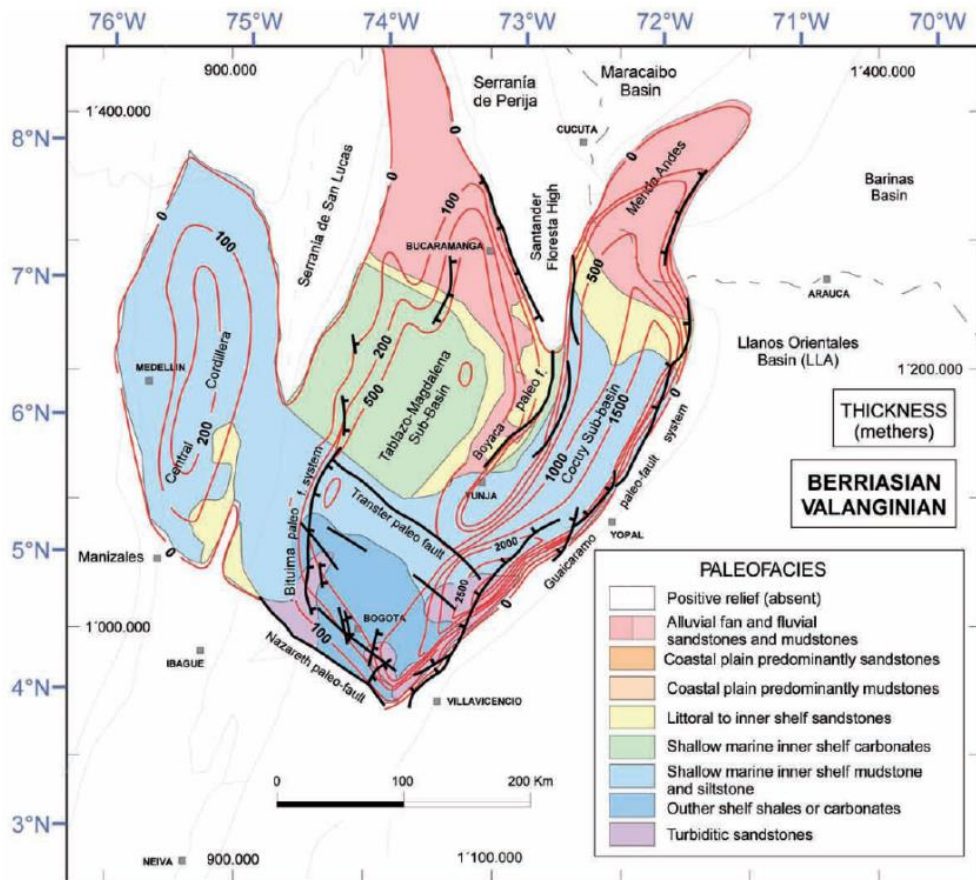
Fuente: Modificado de google earth pro.

Por otra parte, para los pliegues que conforman el sur de Bogotá y parte del páramo de Sumapaz, la caracterización del detalle de la estructura tiene pocos referentes bibliográficos previos, únicamente es atravesada por algunas secciones estructurales

regionales (Mora *et al.*, 2013; Tesón *et al.*, 2013; Toro *et al.*, 2013) que enmarcan los pliegues como estructuras limitadas por sistemas de cabalgamientos imbricados con vergencia al occidente con un nivel de despegue en el Cretácico Inferior y estructuras extensivas no invertidas en profundidad que mantienen un relieve estructural homogéneo. El estilo de los pliegues que se pudieron detallar en esta zona a partir de las observaciones en campo, de las secciones sísmicas y de la construcción de las secciones estructurales, precisan en una mejor forma las estructuras que conforman esta parte de la Cordillera. Puede hacerse una diferenciación en el estilo de los pliegues al occidente, caracterizados por el sinclinal de Fusagasugá y el anticlinal de San Miguel, que son estructuras asociadas a la inversión parcial de un semi-graben Mesozoico (figura 3.77., sección estructural Atadero) definido a partir de los perfiles del programa sísmico FUSA-2000; aunque, de nuevo, la plasticidad de la Formación Chipaque probablemente haya influenciado los pliegues de esta parte de la cordillera causando una partición de la deformación y una disarmonía en los pliegues en profundidad (ej. figura 3.67., sección estructural Entrenubes).

Otra característica estructural de esta parte de la Cordillera son las fallas de desgarre que cortan los pliegues a través de su rumbo. Al norte, en la Sabana de Bogotá, son comunes y deducidas fácilmente al observar los desplazamientos que sufren las trazas axiales de los principales pliegues (e.g. Kammer *et al.*, 2020 y referencias allí contenidas), además de haber sido interpretada una de estas en la línea sísmica J-1978-11 (figura 3.52.). Hacia la parte sur, es difícil reconocer este tipo de estructuras; sin embargo, otros autores (Toro *et al.*, 2004; Bayona *et al.*, 2003; Sarmiento *et al.*, 2001; Fabre, 1987) han propuesto una zona de transferencia entre Nazareth al oriente y Fusagasugá al occidente como la falla que limita el *rift* de la Cordillera Oriental hacia el sur durante el Cretácico Inferior con base en los lineamientos a lo largo de los cierres de varios pliegues (figura 4.4.). Sin embargo, con el programa sísmico FUSA-2000 no fue posible establecer en profundidad esta estructura al occidente, y las líneas sísmicas de rumbo interpretadas definen una secuencia Cretácica Inferior tabular que hacia el sur no desaparece ni tampoco es cortada por alguna falla (ver figura 3.46.).

Figura 4.4. Mapa ilustrando la configuración, las principales estructuras y la distribución de paleo-facias que definen el *rift* de la Cordillera Oriental durante el Cretácico Inferior.



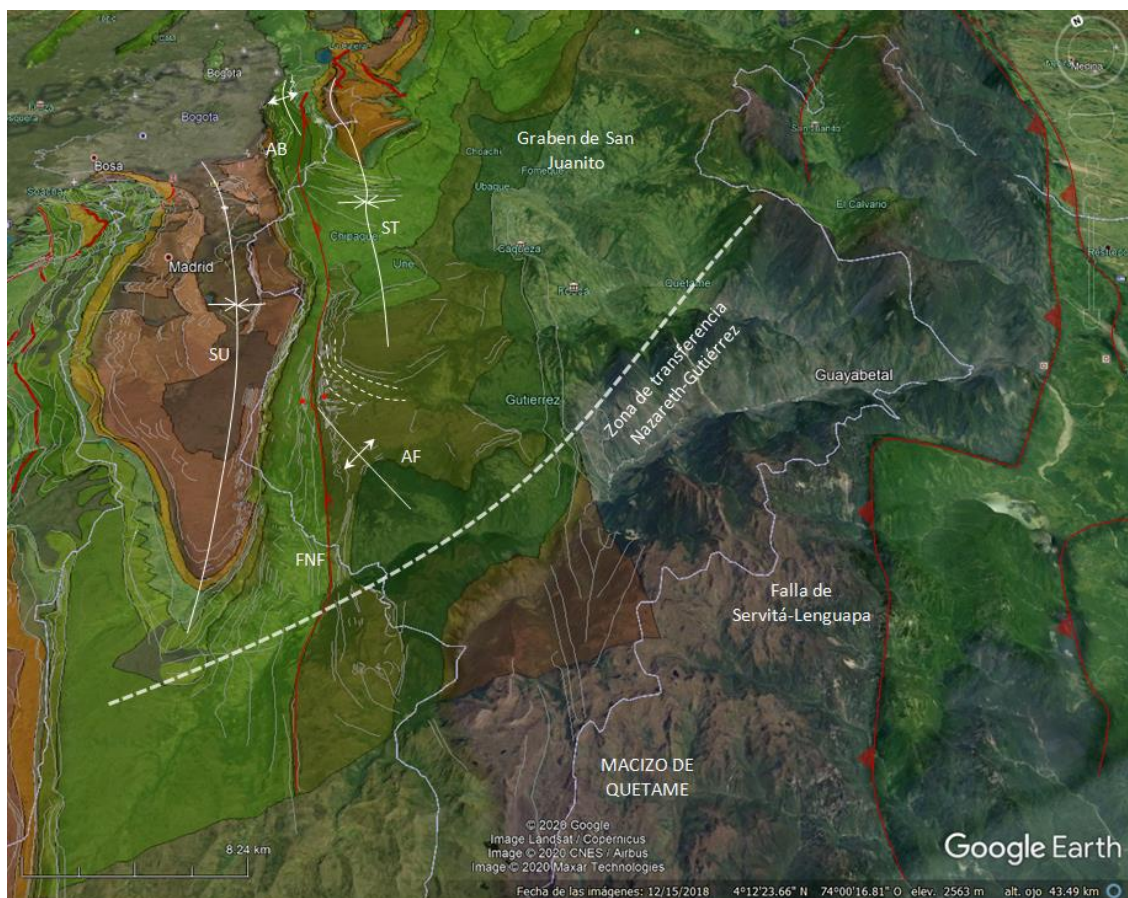
Fuente: Tomado de Sarmiento (2011).

Por este motivo, se sugiere que el límite del *rift* Cretácico se extiende más hacia el sur del sinclinal de Fusagasugá al occidente, mientras al oriente en la zona de Nazareth-Gutiérrez se define una zona de transferencia como un relevo típico de los sistemas de *rift*. La figura 4.5. muestra con una línea discontinua blanca dicha zona, que se propone en este trabajo con base en el traslado en dirección N-S del graben de San Juanito que evidencia una transición del límite del *rift* Cretácico que se va cerrando paulatinamente hacia el sur. Nótese como también esta zona limita la extensión del sinclinal de Usme, del anticlinal de Bogotá y del sinclinal de Teusacá.

Con la elaboración de las secciones estructurales fue posible interpretar dicha geometría en profundidad, que corresponde con el límite SE del *rift* Mesozoico. La aparición de las rocas Paleozoicas del Macizo de Quetame al SE marca aproximadamente el límite de la cuenca extensiva (Mora *et al.*, 2006). Una disminución progresiva del Cretácico Inferior desde el norte hacia el sur indica que el *rift* se estaba cerrando en esta dirección, y una vez atravesada la zona de transferencia el espacio

de acomodación aparece transferido al occidente evidenciado por la secuencia Cretácica aflorante al sur del sinclinal de Usme. La falla de Nazareth-Frutica pierde considerablemente salto y posiblemente desaparezca; sin embargo, en las secciones y la cartografía se representa debido a que en el trabajo de Acosta *et al.* (1997) se cartografió y durante la investigación no fue posible acceder a la zona para su confirmación. Con esta interpretación se propone que el anticlinal de Bogotá es una estructura al norte formada como producto del ascenso salino y la evacuación, mientras que al sur se interpreta como un *buttressing* de una falla normal que es el límite oriental del *rift* Cretácico. Usualmente, las estructuras de *rifting* reactivadas y los segmentos con altos ángulos orientados con respecto a la dirección de extensión, se propagan siguiendo el rumbo de esas anisotropías heredadas. Estructuras paralelas a la dirección de extensión pueden ser importantes influenciando la arquitectura, siendo capaces de bloquear la propagación de los segmentos del *rift* para controlar la ubicación de las zonas de transferencia (Corti *et al.*, 2012).

Figura 4.5. Imagen de Google Earth con la edición cartográfica mostrando con la línea punteada gruesa la zona de transferencia Nazareth-Gutiérrez propuesta en este trabajo.

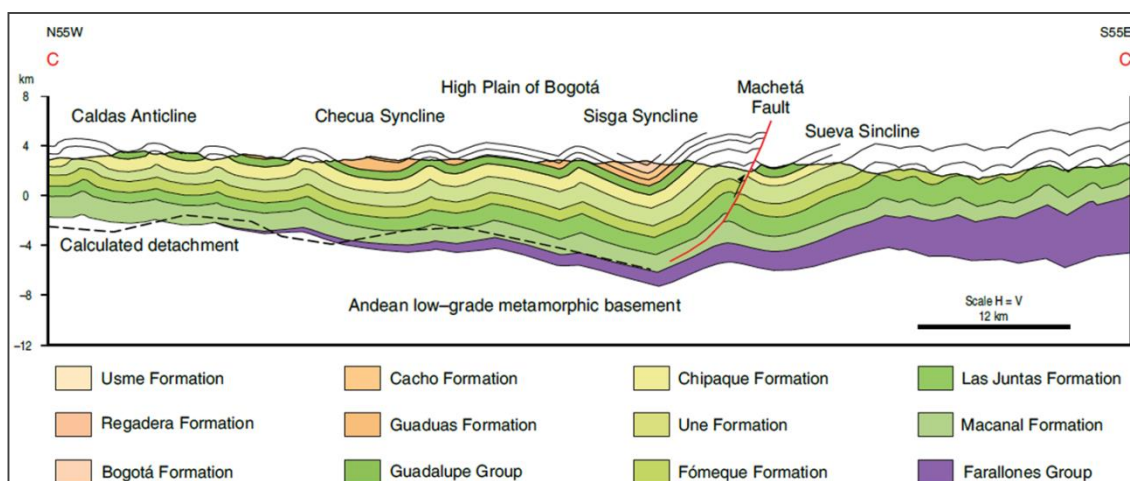


Es bien conocido que los niveles evaporíticos, en caso de que existan, son un elemento clave en el condicionamiento del estilo estructural de los cinturones plegados y fallados (Jackson y Hudec, 2017 y referencias incluidas), pero de acuerdo con Sarmiento (2011) han sido pasados por alto en la configuración estructural, estilo y geometría de los pliegues y fallas de la Sabana de Bogotá. Estos no solo pueden actuar como nivel de despegue, sino que también pueden acelerar la propagación del frente de deformación y determinar la geometría de los pliegues, dado que el acoplamiento con las rocas subyacentes se reduce (Davis *et al.*, 1985), y pueden dar lugar a diapirismo (e.g. Callot *et al.*, 2012; Duffy *et al.*, 2018). A medida que la contracción progresa, la sal puede ser extruida y modificar los flancos de los diapiros existentes, registrando discordancias progresivas sinorogénicas y formando *flaps* volcados en las unidades sedimentarias adyacentes (Brun y Fort, 2004; Rowan y Vendeville, 2006). Cuando la capa de evaporita basal se agota, los cabalgamientos pueden reactivar las superficies de soldaduras resultantes del cierre de los diapiros o anticlinales salinos (Jackson *et al.*, 1994; Burrell, 2020).

La edad más aceptada para las evaporitas en la Cordillera Oriental es Berriasiana (Etayo *et al.*, 2020; Branquet *et al.*, 2002; Banks *et al.*, 2000; Cheilletz y Giuliani, 1996; McLaughlin *et al.*, 1972; López *et al.*, 1990). Su origen en la subcuenca de Cundinamarca está asociado con la incursión marina epicontinental desde la parte norte de la actual Cordillera Central (Etayo *et al.*, 1976) que inundó un área continental desértica proporcionando las condiciones para la formación de las evaporitas (Bürgl, 1960, 1964, 1967).

El rol de los niveles evaporíticos, bien sea como despegue o como diapiros salinos formadores de estructuras en la parte axial de la Cordillera Oriental de Colombia, continúa siendo un tema de discusión. Kammer *et al.* (2020) reconocen una naturaleza intrusiva de la sal cretácica en las estructuras de la Sabana, pero aseveran que sus ocurrencias están estrictamente limitadas a las fallas transversales o a las zonas de relevo (*relay zones*), y no las asocia las ocurrencias a un horizonte basal de despegue, sino que representa los pliegues de la Sabana afectando el zócalo Paleozoico y Proterozoico (Mora *et al.*, 2008; Kammer *et al.*, 2020). No obstante, estos autores hablan de una mitigación de la amplitud de los pliegues entre el Cretácico basal y el Paleozoico.

Figura 4.6. Sección estructural de la parte axial de la Cordillera Oriental sobre la Sabana de Bogotá.



Fuente: Kammer *et al.* (2020).

Otros autores (Cortés *et al.*, 2006; Sarmiento, 2011; Teixell *et al.*, 2015) proponen que la Sabana de Bogotá puede ser interpretada como un cinturón plegado con un nivel de despegue basal en las evaporitas del Cretácico Inferior en profundidad, aunque el plegamiento claramente afecta el zócalo en los macizos de piedemonte al oriente y al norte (Mora *et al.*, 2006, 2019; Tesón *et al.*, 2013). Teixell *et al.* (2015) desestimaron la afectación al zócalo en los pliegues de la sabana de Bogotá, tras calcular el nivel de despegue basal a unos 4 km bajo la superficie. De hecho, Kammer *et al.*, 2020 también calculan un nivel de despegue a una profundidad comparable, aunque no lo utilizan en la construcción de sus cortes (figura 4.6.).

Incorporando conceptos de tectónica salina, Teixell *et al.* (2015) proponen que algunos de los anticlinales en la Sabana han sido formados como paredes salinas durante el *rifting* pre-orogénico, y posteriormente estrujadas y soldadas durante el acortamiento andino en conjunto con el desarrollo de sedimentación sintectónica y secuencias halocinéticas en el Terciario. La falta de exposición de unidades más antiguas que la Formación Chipaque del Cretácico Superior en la parte norte de la Sabana y la mala resolución de los datos sísmicos, no permitieron ser concluyentes sobre la estructura profunda; sin embargo, sobre la misma traza axial del anticlinal de Nemocón-Bogotá al sur, se ha podido analizar su parte interna entre los niveles estratigráficos más antiguos que la Formación Chipaque, en la región del páramo de Frutica, que aporta la información clave.

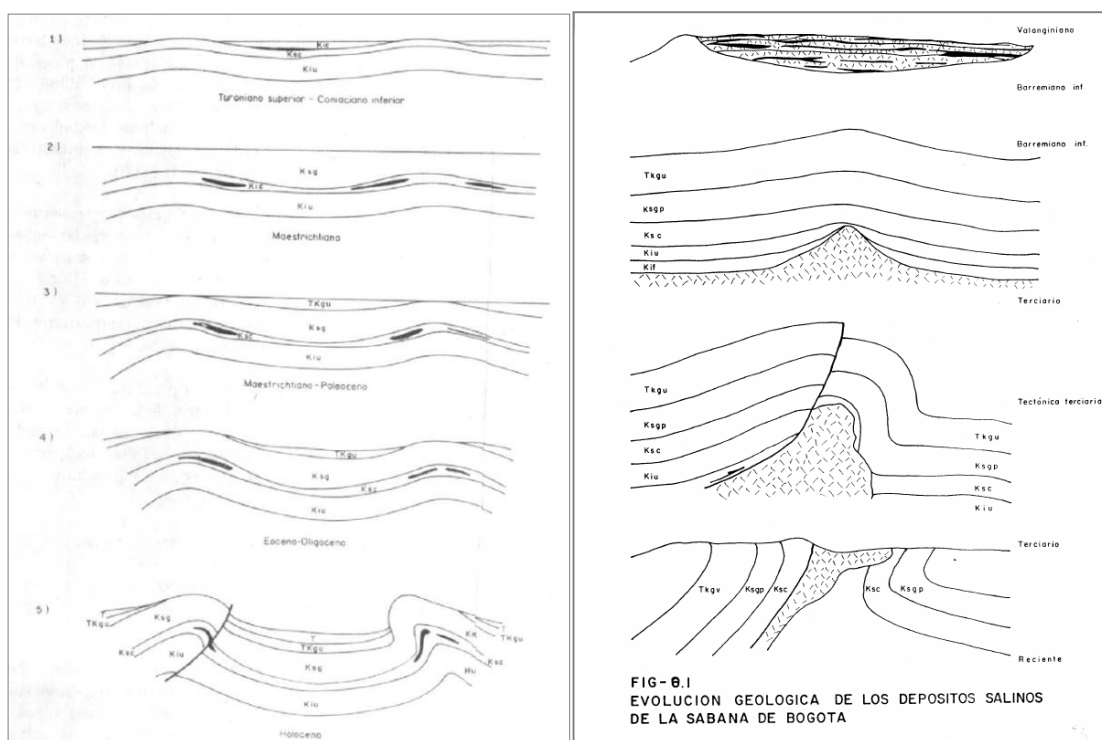
Con los estadios de restitución de las secciones estructurales, se propone en el presente trabajo una cronología de deformación desde el Cretácico Superior en donde

ya se observa un plegamiento pre-contractivo temprano a nivel de la Formación Une que se depositó en un ambiente tectónico de *post-rift* (Mora *et al.*, 2006). Dicho plegamiento es atribuido a un primer pulso del ascenso de la sal desde los niveles del Cretácico Inferior como producto posiblemente de la carga sedimentaria, y que queda registrado por la discordancia progresiva descrita al sur del anticlinal de Bogotá. Posteriormente, y durante el Paleoceno, en relación con la acreción de terrenos oceánicos en el occidente colombiano que transmitió los esfuerzos compresivos hacia la placa continental suramericana (Sarmiento *et al.*, 2001), se inicia de forma incipiente la inversión del *rift* de la Cordillera Oriental (Teixell *et al.*, 2015 y citas allí contenidas), y —además del contraste de ambiente de depósitos marinos a continentales— se reportan ligeras variaciones de espesor y faltante de secuencia entre la Formación Guaduas y el Grupo Guadalupe en sinclinales como el de Usme, Fusagasugá y Soacha (Julivert, 1963; Bayona *et al.*, 2008, 2010). Para el Eoceno Medio la contracción ya queda registrada por una discordancia regional muy extendida, tanto en el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental como también en el Valle del Magdalena (Julivert, 1963; Sarmiento, 2001; Gómez *et al.*, 2003; Bayona *et al.*, 2008; Restrepo-Pace *et al.*, 2004). En la parte axial de la Cordillera, en el sinclinal de Usme, el plegamiento ligado a la inversión de *rift* ha continuado progresivamente durante la sedimentación sintectónica de las Formaciones Guaduas, Cacho y Bogotá, que presentan contactos discordantes entre sí y una disminución de la secuencia hacia el flanco oriental del sinclinal de Usme. Este hecho, sumado con un cambio en el patrón de acumulación y subsidencia tectónica, así como también en la composición de detritos, minerales pesados y población de circones hacia la parte superior de la Formación Bogotá, sugirieron para Bayona *et al.* (2010) un área emergida hacia el oriente del sinclinal de Usme, con retrabajamiento de cobertera Cretácica y Paleocena (ver figura 2.7.). Por datos termocronológicos es descartado el macizo de Quetame como posible área fuente, porque el proceso de exhumación de estas rocas comenzó aproximadamente a 18 Ma (Parra *et al.*, 2009). En consecuencia, el anticlinal de Bogotá debido al efecto combinado del *buckling* compresivo y la evacuación/ascenso de la sal es propuesto aquí como el área emergida causante de la exposición de dicha cobertera al oriente del sinclinal de Usme, asociado el conjunto a la creación de un espacio de acomodación muy importante que originó una diferencia en la elevación estructural y la acumulación en el sinclinal de Usme del mayor espesor de la Formación Bogotá reportado en la Cordillera Oriental. Desde el Oligoceno Superior las tasas de acortamiento incrementaron produciendo la inversión total de la cuenca extensiva de la Cordillera Oriental (Sarmiento *et al.*, 2006; Sarmiento, 2011; Teixell *et*

al., 2015). En la parte axial la sal extruyó las estructuras anticlinales y el aumento del acortamiento y la soldadura de las estructuras salinas favoreció la formación de nuevas fallas como la de Nazareth-Frutica, con carácter de *thrust weld*. El análisis de procedencia, de exhumación y de subsidencia definen el inicio del periodo de máxima actividad tectónica (Parra *et al.*, 2009; Mora *et al.*, 2010; Horton, 2010), en el cual la Cordillera Oriental gana progresivamente la altura topográfica que tiene actualmente.

En los diapiros aflorantes de Nemocón y Zipaquirá la sal llega hasta la Formación Chipaque, favorable a su encajamiento. Aunque los primeros trabajos propusieron esta formación relacionada con la génesis sedimentaria de la sal como depósitos interestratificados (McLaughlin y Arce, 1971; Ujueta, 1968) (figura 4.7. a), posteriormente otros autores (López *et al.*, 1990 (figura 4.7. b); Cortés *et al.*, 2004, 2006; Sarmiento *et al.*, 2001, 2011; Teixell *et al.*, 2015) determinaron que los cuerpos diapíricos de la Sabana son estructuras perforantes emplazadas dentro de rocas más jóvenes por intrusión. Los resultados estructurales de esta investigación confirman esta teoría, aunque también se reconoce que la Formación Chipaque representa un nivel de desacople muy importante para las estructuras de plegamiento presentes en la parte axial de la Cordillera.

Figura 4.7. a. Diagrama esquemático de McLaughlin y Arce (1971), que propone el desarrollo de los anticlinales salíferos y estructuras opuestas resultantes en la Sabana de Bogotá. En negro la sal y su origen estratificado dentro de la Formación Chipaque. b. Evolución geológica de los depósitos salinos de la Sabana de Bogotá como estructuras perforantes (López *et al.*, 1990).



El rol del plegamiento por *buckling* es, no obstante, determinante para interpretar la deformación en la parte axial de la Cordillera Oriental. Ya desde el Cretácico terminal, y asociada directamente al plegamiento orogénico temprano y a la carga sedimentaria diferencial, hay una evacuación salina desde los sinclinales hacia superficie, que crea amplios espacios de acomodación como el registro terciario del sinclinal de Usme.



CAPÍTULO 5

Conclusiones

Se ha realizado un modelo tectónico actualizado de la zona axial de la Cordillera Oriental entre el páramo de Sumapaz y la Sabana de Bogotá a partir de una edición cartográfica, interpretación de perfiles sísmicos 2D y secciones estructurales seriadas, determinando las principales características del estilo estructural y proporcionando argumentos para definir el rol de la tectónica salina y la cronología de la deformación.

Los pliegues que conforman esta zona de la Cordillera Oriental son estructuras de escala y continuidad kilométrica, los sinclinales son amplios con longitudes de onda que pueden alcanzar la decena de kilómetros mientras los anticlinales son, comparativamente, pliegues más estrechos y en su mayoría apretados, las trazas axiales son sinuosas y no se reconocen cabalgamientos mayores.

Las inversiones en los flancos de los pliegues que conforman la zona de estudio suelen ser comunes e incluso pueden presentarse los dos flancos de la sección de un pliegue invertidos. Los sinclinales se caracterizan por ser estructuras amplias con longitudes de onda que pueden alcanzar la decena de kilómetros mientras los anticlinales son pliegues comparativamente más estrechos y apretados.

La parte norte en la Sabana de Bogotá y los cerros orientales de Bogotá pueden caracterizarse bien en superficie, aunque la pobre calidad de los datos de subsuelo dificulta definir con claridad el estilo profundo de las estructuras observadas en superficie y su relación con el basamento. De acuerdo con la interpretación hecha de las líneas sísmicas BPSBB-1988-05 y 06 del programa Laguna-1988, se establece un desacople entre la secuencia basal interpretada como Paleozoica y los pliegues en superficie, debido a la formación salina del Cretácico Inferior, con un despegue o disarmonía secundaria en los niveles plásticos de la Formación Chipaque (Cenomaniense-Turoniense).

La zona al sur de Bogotá y la del páramo de Sumapaz había sido la menos explorada anteriormente. Con el trabajo de campo y la interpretación del programa sísmico FUSA-2000 se ha podido establecer que el sinclinal de Fusagasugá es una estructura asociada en profundidad con un semi-graben Mesozoico invertido y que el sistema sinclinal de Usme-anticlinal de Bogotá ha experimentado dos etapas de plegamiento principal, indicada por discordancias progresivas en las secuencias sedimentarias involucradas: una inicial durante el Albiense-Cenomaniense y posteriormente otra durante el Cretácico terminal-Paleógeno.

Las discordancias progresivas en la parte interna de la Cordillera Oriental han sido claves para determinar la edad del plegamiento de las estructuras. La discordancia progresiva definida en el páramo de Frutica en la Formación Albiana-Cenomaniana de Une —la cual fue depositada en contexto de *post-rift* en la cuenca Mesozoica de la Cordillera Oriental antes de la compresión andina en la región— ha sido interpretada como producto de la halocinesis, atribuyendo al anticlinal de Bogotá un origen diapírico (anticlinal salino o *salt wall*). Aunque no se han podido realizar observaciones directas, es posible que la migración salina favorecida por carga diferencial comenzase antes del Aptiense con la sedimentación del Cretácico Inferior subyacente a la Formación Une.

La relación discordante entre el Grupo Guadalupe (Santoniano-Maastrichtiano) y la Formación Guaduas (Maastrichtiano Superior-Paleoceno) o formaciones subyacentes en estructuras de plegamiento, es común en la zona de estudio, y, junto con las discordancias progresivas suprayacentes, son interpretadas en esta investigación como testimonio del inicio de la compresión andina en la Cordillera Oriental. Estas discordancias habían sido interpretadas erróneamente como fallas en ambas vergencias, separando los pliegues anticlinales de los sinclinales (ej. Falla de Bogotá, falla de San Miguel, falla de Tasajeras) paralelas a la estratificación verticalizada o invertida en su bloques colgante y yacente.

Debido a la existencia de diapiros aflorantes, a los flancos fuertemente verticalizados o invertidos, a marcadas discordancias progresivas y marcadas variaciones de potencia y elevación estructural entre los diferentes sinclinales terciarios, se interpreta que durante la compresión andina los pliegues se formaron por una combinación de procesos de *buckling* y migración salina causada por carga diferencial de sedimentos en los sinclinales. La disarmonía secundaria en la Formación Chipaque también es determinante en la geometría de los pliegues observados en superficie, aunque el nivel de despegue salino basal debe encontrarse por debajo de ésta, a diferencia de lo propuesto en algunos trabajos recientes.

El rol de la tectónica salina en la parte axial de la Cordillera Oriental, entre la Sabana de Bogotá y el páramo de Sumapaz, ha sido por tanto determinante en la historia evolutiva de esta parte de la Cordillera. La posición estratigráfica original de la formación de sal es aún tema de discusión, sin embargo, se ha asumido una edad Berriasiana con base en los depósitos esmeraldíferos en el piedemonte oriental de la Cordillera y los niveles de yesos Berriasianos explotables en el departamento de

Santander, al norte de la Cordillera. Al primer pulso de halocinesis en el Cretácico Inferior se le superpone el segundo episodio de tectónica salina contractiva más intenso, donde la sal es evacuada y se producen soldaduras salinas que dificultan su reconocimiento.

Un reprocesamiento de la información sísmica, con nuevas técnicas como RTM (*reverse time migration*) que presenta buenos resultados para zonas con capas de buzamientos altos, podría contribuir a un mejor entendimiento del subsuelo para esta parte de la Cordillera.

El valor acortamiento promedio calculado a partir de los cortes estructurales seriados para la zona axial de la Cordillera Oriental de Colombia es del 14%.

Agradecimientos

Gracias a todas las personas con las que compartí la experiencia de recorrer y aprender sobre esta parte de la Cordillera Oriental de Colombia.

Al Dr. Antonio Teixell, mi director de investigación y a quien le estaré siempre agradecido por todo su apoyo brindado y sobre todo por convertirse en un referente no solo a nivel profesional. Antonio, gracias por tu paciencia y enseñarme la labor de un investigador con pasión y criterio por el campo y la geología estructural, mi admiración por todo tu conocimiento y tu vocación por compartirlo, pero sobre todo por tu forma de trabajo, metodología y dedicación, es algo que siempre llevaré presente.

Al Ministerio de Ciencia, Tecnología e Investigación de Colombia por creer en la propuesta de investigación y apoyar este proyecto doctoral. A la *Universitat Autònoma de Barcelona* y todos sus profesores, especialmente a: María Luisa Arboleya, David Gómez, Oriol Oms y "Pini". Agradezco también al grupo de investigación sobre relaciones entre procesos superficiales y profundos en la tierra (SupraTerra), al director de doctorados Dr. Mario Zarroca, así como también a las secretarías del departamento de geología.

A los geólogos: Germán Bayona y Fabio Colmenares por su disposición y conocimiento brindado, además de sus datos para la elaboración de esta investigación. A Eliseo Tesón, quien fue un apoyo muy importante sobre todo en la fase final del proyecto con su colaboración, observaciones y críticas en el balanceo y restitución de las secciones estructurales. A Daniel Gómez y Erick Moreno por el acompañamiento y discusión en las diferentes campañas de campo. A Daniel Rodríguez por el asesoramiento en el amarre e interpretación sísmica y caracterización de las facies. A Diego Ramos por su ayuda con el Petrel y Daniel Bello por la buena disposición y ayuda con las herramientas para el inicio del modelamiento estructural. Un especial agradecimiento a Salvador Boya por su acompañamiento y colaboración incondicional en todas las etapas de esta investigación.

A todas y todos mis compañeros de la UAB, en especial a: Marquinhos, la canción es "El Humahuqueño" ya no lo olvides más; Norbert, el caballero de los precarios becarios; Guillem el de los "cometas" geotérmicos y el Oso del Val d'Aran; a Xavi, Gerard y Gisella por todos esos "nem a diná!"; al parcerero Esteban y su sentido crítico de la realidad latinoamericana; un especial agradecimiento a "la patrona" Marta, ¡muchas gracias por todo!; A la new-patrona, Laura, mi compañera de despacho y aventuras doctorales. He ganado para siempre amigas y amigos al otro lado del Atlántico... colegas becarios, ¡gracias!

A mis compañeros de la nacho con los que descubrí mi pasión por esta profesión y que se han convertido en mis hermanos de vida: Erick, Felipe, ¡ya está! ahora sí, Atlas allá vamos; Daniel, Adolphinho, Albita, Lucho, Hernando, y al resto de *Bacarat* que de alguna forma u otra me ayudaron en estos años de investigación. A mis compañeros de vida, Diego, Camilo y Julián gracias por existir y apoyarme en todo. A los nuevos amigos que me ha dejado las montañas bogotanas y esta investigación. A Luisa, Paula y Lina, la mujer que mejor conoce los cerros Orientales y siempre tuvo la mejor disposición para ayudarme a recorrerlos, a la fundación Cerros de Bogotá y a los carabineros de la Policía Nacional de Colombia por su cuidado durante los diferentes recorridos.

Finalmente, la felicidad de llevar a cabo esta meta tan importante para mí, la dedico desde lo más profundo de mi ser a la memoria de mi papá y mis abuelos que ya no están. A toda mi familia y seres queridos por sus buenos deseos, a mi padrino Carlos Amaya por ser una de las personas incondicionales que he tenido siempre a mi lado, a mi mamá y mi hermano por ser ese motor y esa energía que llevo en mi corazón, en mis pensamientos y en todo lo que hago. A mi Rosy, por aguantar, aguantar y seguir aguantándome, por tu paciencia, sacrificio y sabiduría, pero sobre todo por tu amor incondicional, gracias por estar conmigo en todo lo que hago, este proyecto no lo habría hecho sin tu apoyo y entrega, ¡lo logramos!

Referencias

bibliográficas

- Acosta, J. E., y Beltrán, W. E. (1987). *Estratigrafía de la Formación La Regadera en el flanco occidental del sinclinal de Usme*. [Doctoral dissertation, B. Sc. Thesis]: Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia.
- Acosta, J., Caicedo, J., y Ulloa, C. (1997). Plancha 265 Icononzo. Escala 1:100.000. Instituto de investigaciones en geociencias, minería y química. *Ingeominas*. Bogotá.
- Acosta, J., y Ulloa, C. (1998). Memoria explicativa de la geología de la plancha 246 Fusagasugá. *INGEOMINAS*, Bogotá. Informe interno 2374b.
- Acosta, J., y Ulloa, C. (2001). Plancha 208—Villeta. Escala 1:100.000. Memoria Explicativa. 84p. *INGEOMINAS, Bogotá*.
- Acosta, J., y Ulloa, C. (2001). Plancha 246 Fusagasugá. Escala 1:100.000. Memoria Explicativa. 77p. *INGEOMINAS, Bogotá*.
- Acosta, J., y Ulloa, C. (2002). Mapa Geológico del departamento de Cundinamarca. Escala 1: 250.000. Memoria explicativa. *INGEOMINAS, Bogotá*.
- Allmendinger, R. W. (1998). Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, 17(4), 640-656.
- Arciniegas, E. y Montoya, C. (1992). *Ambientes de sedimentación y diagénesis de la Formación Une en un área al sureste de Bogotá*. [Trabajo de Grado]: Departamento de Geociencias, Facultad de Ciencias, *Universidad Nacional de Colombia*, Bogotá.
- Arias, A., Pulido, O. y Mora, M. (1990). Geología y Geoquímica del área Caño Negro-Santa María del Bata. *INGEOMINAS*, Bogotá. Informe No. 2111.
- Andriessen, P. A. M., Helmens, K. F., Hooghiemstra, H., Riezebos, P.A., & Van der Hammen, T. (1993). Absolute chronology of the Pliocene-Quaternary sediment sequence of the Bogotá Area, Colombia. *Quaternary Science Reviews*, 12(7), 483-503.
- Ballard, J. F., Spina, V., Clément, F., Lardin, P. E., Moron, J. M., Fleury, J. M., & Chaffel, P. (2018). An integrated approach to de-risking exploration and appraisal in structurally complex fold-and-thrust belts: application to the Incahuasi Field (Bolivia). In Zamora, G., McClay, K. R., & Ramos, V. A. (Ed.).

Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Peru and Bolivia: AAPG Memoir 117, 641–664.

- Banks, D. A., Giuliani, G., Yardley, B. W., & Cheilietz, A. (2000). Emerald mineralisation in Colombia: Fluid chemistry and the role of brine mixing. *Mineralium Deposita*, 35(8), 699–713.
- Barrera, D., Mora, A., & Tesón, E. (2019). Structural analysis of the Bogotá Anticline, Colombian Eastern Cordillera: Implications on deformational styles of the Llanos Foothills. *Boletín de Geología*, 41(3), 15–30. <https://doi.org/10.18273/revbol.v41n3-2019001>
- Bayona, G., Cortés, M., Jaramillo, C., & Llinás, R. (2003). The Tertiary Fusagasugá Succession; a record of the complex Latest Cretaceous-pre-Miocene deformation in an area between the Magdalena Valley and Sabana de Bogotá. In *8th Simposio Bolivariano-Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas* (pp. cp-33). European Association of Geoscientists & Engineers.
- Bayona, G., Jaramillo, C., Rueda, M., Harker, A. R., & Torres, V. (2007). Paleocene-middle Miocene flexural-margin migration of the nonmarine Llanos foreland basin of Colombia. *CT&F-Ciencia, Tecnología y Futuro*, 3(3), 51-70.
- Bayona, G., Cortés, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizábal, J. J., & Reyes-Harker, A. (2008) An integrated analysis of an orogen–sedimentary basin pair: Latest Cretaceous–Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia: *Geological Society of America Bulletin*, 120(9-10), 1171–1197.
- Bayona, G. A., Montenegro, O. C., Cardona, A., Jaramillo, C., Lamus, F., Moron, S. E., Quiroz, L., Ruiz, M. C., Valencia, V., Parra, M. y Stockli, D. (2010). Estratigrafía, procedencia, subsidencia y exhumación de las unidades Paleógenas en el Sinclinal de Usme, sur de la zona axial de la Cordillera Oriental. *Geología Colombiana*, 35, 5-35.
- Bayona, G. A., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Caballero, V., Mahecha, H., Lamus, F., Montenegro, O. C., Jiménez, G., Mesa, A., & Valencia, V. (2013). Onset of fault reactivation in the Eastern Cordillera of Colombia and proximal Llanos Basin; response to Caribbean–South American

- convergence in early Palaeogene time. *Geological Society, London, Special Publications*, 377(1), 285-314.
- Bürgl, H. (1960). Geología de la Península de La Guajira. *Boletín Geológico*, 6, 129-168.
- Bürgl, H. (1961). Sedimentación cíclica en el geosinclinal Cretáceo de la Cordillera Oriental de Colombia. *Boletín Geológico*, 7(1-3): 85-118.
- Bürgl, H. (1964). El "Jura-Triásico" de Colombia. *Boletín Geológico*, 12(1-3), 5-31.
- Bürgl, H. (1967). The orogenesis in the Andean system of Colombia. *Tectonophysics*, 4(4-6), 429-443.
- Branquet, Y., Cheilletz, A., Cobbold, P. R., Baby, P., Laumonier, B. & Giuliani, G. (2002). Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque – Medina area), Colombia *Journal of South American Earth Sciences*, 15(4), 391–407.
- Brun, J. P. & Fort, X. (2004). Compressional salt tectonics (Angolan margin). *Tectonophysics*, 382(3-4), 129–150, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.11.014>.
- Burrell, L., & Teixell, A. (2020). Compressional salt tectonics, foreland evolution and role of pre-existing diapiric structures in the southern Pyrenees (Montsec and Serres Marginal). [PhD thesis]: *Universidad Autónoma de Barcelona*, Barcelona, España.
- Caicedo, C, Lara, Y., Garay, J. (2002). Memoria explicativa. Compilación geológica y fotogeología de la Plancha 265 – Icononzo. Escala 1:100.000. *INGEOMINAS*, Bogotá.
- Camargo, G. (1995). Elementos estructurales del área de la Sabana de Bogotá y alrededores. In: *Memorias VI Congreso Colombiano del Petróleo*, 197-220.
- Campbell, C. J. (1962). A section through the Cordillera Oriental of Colombia between Bogotá y Villavicencio. Colombian Society of Petroleum. *Geology and Geophysics*, 1-29.
- Campbell, C.J., & Bürgl, H. (1965). Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America. *Geological Society of America Bulletin*, 76(5), 567-590.

- Callot, J. P., Trocmé, V., Letouzey, J., Albouy, E., Jahani, S., & Sherkati, S. (2012). Pre-existing salt structures and the folding of the Zagros Mountains. *Geological Society of London Special Publication*, 363(1), 545–561, <https://doi.org/10.1144/SP363.27>.
- Chamberlin, R. T., (1910). The Appalachian folds of central Pennsylvania. *The Journal of Geology*, 18(3), 228–251.
- Cheilletz, A., & Giuliani, G. (1996). The genesis of the Colombian emeralds: a restatement. *Mineralium Deposita*, 31(5), 359–364.
- Colletta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P., & Rudkiweicz, J. L. (1990). Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross section. In: Letouzey, J. (Eds) *Petroleum and tectonics in mobile belts*. Editions Technip, Paris, 81–100.
- Cooper, M. A., Addison, F.T., Álvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, A. B., Howe, S., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pullham, A. J., & Taborda, A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79(10), 1421–1443.
- Cortés, M. (2004). *Evolution structurale du front centre occidentale de la Cordillere Orientale de Colombie*. [PhD thesis]: Paris, *Université Pierre et Marie Curie*, 351p.
- Cortés, M., Colletta, B., & Angelier, J. (2006). Structure and tectonics of the central segment of the Eastern Cordillera of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 437–465. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.004>
- Corti, G. (2012). Evolution and characteristics of continental rifting: Analog modeling-inspired view and comparison with examples from the East African Rift System. *Tectonophysics*, 522, 1-33.
- Darnault, R., Callot, J. P., Ballard, J. F., Fraise, G., Mengus, J. M., & Ringenbach, J. C. (2016). Control of syntectonic erosion and sedimentation on kinematic evolution of a multidecollement fold and thrust zone: Analogue modeling of folding in the southern subandean of Bolivia. *Journal of Structural Geology*, 89, 30-43.

- Davis, D. M., & Engelder, T. (1985). The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics*, 119(1-4), 67–88.
- de la Espriella, R., y Cortés, R. (1985). Observaciones sobre el Cuaternario en el valle del río Negro-Guayuriba y piedemonte llanero al oriente de Bogotá. *Geología Colombiana*, 14, 39-47.
- de Porta, J., Cáceres, C., Etayo, F., Hoffstetter, R., Julivert, M., Navas, J., ... & Téllez, N. (1974). Léxico Estratigráfico de Colombia: Tertiaire et Quaternaire. *Union Internationale Des Sciences Géologiques, Amérique Latine*, 5.
- Dengo, C. A., & Covey, M. C. (1993). Structure of the Eastern Cordillera of Colombia; implications for trap styles and regional tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77(8), 1315–1337.
- Duffy, O. B., Dooley, T. P., Hudec, M. R., Jackson, M. P. A., Fernández, N., Jackson, C. A. L., & Soto, J. I. (2018). Structural evolution of salt-influenced fold-and-thrust belts: A synthesis and new insights from basins containing isolated salt diapirs. *Journal of Structural Geology*, 114, 206–221, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.06.024>.
- Espinosa, M. (1986). *Formación Arenisca de Cáqueza: Columnas estratigráficas características*. [Tesis de grado]: Universidad Nacional de Colombia. Sede Bogotá.
- Etayo, F., Renzoni, G., & Barrero, D. (1976). Contornos sucesivos del mar Cretácico en Colombia. In: *Memorias Primer Congreso Colombiano de Geología*, 217-252.
- Etayo-Serna, F., Arenas, D. M., Sánchez, G. M., Melo, R. T., & Ospitia, G. G. (2020). *Estudios geológicos y paleontológicos sobre el Cretácico en la región del embalse del río Sogamoso, Valle Medio del Magdalena*. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- Fabre, A. (1985), Dinámica de la sedimentación Cretácica en la región de la Sierra Nevada del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia). In Laverde-Montaño, F.E.-S.a.F. (Eds). *Proyecto Cretácico, contribuciones. Chapter XIX*, Ingeominas Publicación Geológica Especial 16: Bogotá.

- Fabre, A. (1987). Tectonique et génération d'hydrocarbures: un modèle de l'évolution de la cordillère orientale de Colombie et du bassin des Llanos pendant le Crétacé et le tertiaire. *Archives des Sciences Genève*, 40(2), 145-190.
- Ferrer, O., McClay, K., & Sellier, N. C. (2017). Influence of fault geometries and mechanical anisotropies on the growth and inversion of hanging-wall synclinal basins: insights from sandbox models and natural examples. *Geological Society, London, Special Publications*, 439(1), 487-509.
- Föllmi, K. B., Garrison, R. E., Ramirez, P. C., Zambrano-Ortiz, F., Kennedy, W. J., & Lehner, B. L. (1992). Cyclic phosphate-rich successions in the Upper Cretaceous of Colombia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93(3-4), 151-182.
- García, H., & Jiménez, G. (2016). Transverse zones controlling the structural evolution of the Zipaquirá Anticline (Eastern Cordillera, Colombia): Regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 69, 243-258.
- Giles, K. A., & Lawton, T. F. (2002). Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to the El Papalote diapir, northeastern Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86(5), 823–840.
- Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Hegarty, K., Kelley, S., & Heizler, M. (2003). Controls on architecture of the Late Cretaceous to Cenozoic southern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia: *Geological Society of America Bulletin*, 115(2), 131–147.
- Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., & Cardozo, N. (2005). Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes: *Geological Society of America Bulletin*, 117(9-10), 1272–1292.
- Glover, P. W. (2000). Petrophysics MSc course notes. *University of Leeds, UK*.
- Guerrero, J. (2002): A Proposal on the Classification of Systems Tracts: Application to the Allostratigraphy and Sequence Stratigraphy of the Cretaceous Colombian Basin. Part 1: Berriasian to Hauterivian. *Geología Colombiana*, 27, 27-49.

- Guerrero, J., y Sarmiento, G. (1996). Estratigrafía física, palinológica, sedimentológica y secuencial del Cretácico Superior y Paleoceno del Piedemonte Llanero: Implicaciones en exploración petrolera. *Geología Colombiana*, 20, 3-66.
- Guerrero, J., Sarmiento, G., & Narrete, R. E. (2000). The stratigraphy of the W side of the Cretaceous colombian basin in the upper Magdalena Valley. Reevaluation of selected areas and type localities including Aipe, Guaduas, Ortega, and Piedras. *Geología Colombiana*, 25, 45-110.
- Helmens, K. F., y Van der Hammen, T. (1995). Memoria explicativa para los mapas del Neogeno-Cuaternario de la Sabana de Bogotá-Cuenca alta del Rio Bogotá (Cordillera Oriental, Colombia). *Análisis Geográficos*, 24.
- Horn, C. (1988) Quebarada Mochuelo, type locality of the Bogotá Formation: A Sedimentological, petrographical and palynological study. Amsterdam, *Hugo de Vries Laboratory*, University of Amsterdam, 21p.
- Horn, C., Kaandorp, M. C. N., & Roele, J. (1987). Tertiary sediments of the Usme Valley, Colombia: A palynological and stratigraphical approach. *Hugo de Vries Laboratory, University of Amsterdam, Amsterdam*, 31p.
- Horton, B. K., Saylor, J. E., Nie, J. Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., & Stockli, D. F. (2010). Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia: *GSA Bulletin*, 122(9-10), 1423–1442.
- Hubach, E. (1931). Exploración en la región de Apulo-San Antonio Viotá. *Boletín de Minas y Petróleos*, 4(25-27), 41-60.
- Hubach, E. (1931). *Geología petrolífera del Departamento de Norte de Santander*. Informe 176 (Inédito), parte A: p. 1-128, parte B: p. 219-416, parte C: (láminas), 26 láminas. Servicio Geológico Nacional, Bogotá.
- Hubach, E. (1945). La Formación 'Cáqueza', región de Cáqueza (oriente de Cundinamarca). *Servicio Geológico Nacional, Compilación de Estudios Geológicos Oficiales, Colombia*, 6, 23-26.
- Hubach, E. (1957). Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores. *Boletín Geológico*, 5(2), 93-112.

- Indrevær, K., Gabrielsen, R. H., & Faleide, J. I. (2017). Early Cretaceous synrift uplift and tectonic inversion in the Loppa High area, southwestern Barents Sea, Norwegian shelf. *Journal of the Geological Society*, 174(2), 242-254.
- Jackson, M. P., & Hudec, M. R. (2017). *Salt tectonics: Principles and practice*. Cambridge University Press.
- Jackson, M. P. A., Vendeville, B. C., & Schultz-Ela, D. D. (1994). Structural Dynamics of Salt Systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22(1), 93–117, <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.22.1.93>.
- Jaimes, E., & de Freitas, M. (2006). An Albian–Cenomanian unconformity in the northern Andes: Evidence and tectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 466-492.
- Julivert, M. (1961). El papel de la gravedad y la erosión en las estructuras del borde oriental de la Sabana de Bogotá. *Boletín de Geología*, (8), 5-20.
- Julivert, M. (1962). La estratigrafía de la Formación Guadalupe y las estructuras por gravedad en la Serranía de Chía (Sabana de Bogotá). *Boletín de Geología*, (11), 5-21.
- Julivert, M., (1963) Los rasgos tectónicos de la región de la Sabana de Bogotá y los mecanismos de la formación de las estructuras. *Boletín de Geología*, (13–14), 5–102.
- Julivert, M. (1970). Cover and basement tectonics in the cordillera oriental of Colombia, South America, and a comparison with some other folded chains. *Geological Society of America Bulletin*, 81(12), 3623–3646.
- Kammer, A., & Sánchez, J. (2006). Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological Inferences and Regional Implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 412-422.
- Kammer, A., Piraquive, A., Gómez, C., Mora, A., & Velásquez, A. (2020). Structural Styles of the Eastern Cordillera of Colombia. In: Gómez, J. & Mateus–Zabala, D. (Eds), *The Geology of Colombia, Volume 3 Paleogene – Neogene*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 37, 41 p. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.06>

- Kehrer, L. (1938). Some observations on the stratigraphy in the states of Táchira and Mérida, SW Venezuela. *Boletín de Geología y Minería*. II (2, 3, 4), 44–55.
- Kuhry, P., & Helmens, K. F. (1990). Neogene-Quaternary biostratigraphy and paleoenvironments. *Dissertationes Botanicae*, 163, 89-132.
- Laverde, F. (1979). *Espesor, estratigrafía y facies de la Formación Guaduas en algunos sitios del cuadrangulo K-11*. [Trabajo de Grado No Publicado]: Universidad Nacional de Colombia.
- López, C., Briceño, A., & Buitrago, J. (1990). Edad y origen de los diapiros de sal de la Sabana de Bogotá. [Trabajo de Grado No Publicado]: Universidad Nacional de Colombia.
- López, C., Briceño, A. y Buitrago, J. (1988). Edad y origen de los diapiros de sal de la Sabana de Bogotá. In: *III Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*. Bogotá, 28 p.
- Lozano, G. U. (1961). Geología del noreste de Bogotá. *Boletín Geológico*, 9(1-3), 23-46.
- Lozano, A. J., Castro, J., & Linares, R. (2003). Modelamiento y Análisis Estructural del Anticlinal de Zipaquirá y su aplicación a la Interpretación a Zonas de Piedemonte. In: *VIII Simposio Bolivariano - Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*, Cartagena.
- Martínez, H. y Upegui, J., (1989). *Estudio geológico de la secuencia calcárea Paleozoica al sur del municipio de Nazareth (Páramo de Sumapaz)*. [Trabajo de Grado]: Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.
- Martínez, J. A., (2016). Síntesis estructural del Paleozoico en las cuencas Subandinas. In: *XII Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*. European Association of Geoscientists & Engineers.
- McClay, K. R., & White, M. J. (1995). Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. *Marine and Petroleum Geology*, 12(2), 137-151.
- McCourt, W. J., Aspden, J. A., & Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 831-845.

- McLaughlin Jr, D. H., (1972). Evaporite deposits of Bogotá area, Cordillera Oriental, Colombia: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 56(11), 2240–2259.
- McLaughlin, D., & Arce, M. (1975). Mapa geológico del cuadrángulo K11 (Zipaquirá). INGEOMINAS, Bogotá, Colombia.
- McLaughlin, D. H., y Arce, M. (1971). Recursos minerales de parte de los departamentos de Cundinamarca, Boyacá y Meta. *Boletín Geológico*, 19(1), 1-102.
- McLaughlin Jr, D. H., Herrera, M& Arce, M. (1970). *Economic geology of the Zipaquirá quadrangle and adjoining area, Department of Cundinamarca, Colombia*: U.S. Geological Survey Project Report. (IR)CO-14, 125p
- Mitchum Jr, R.M., Vail, P.R., & Sangree, J. B. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.
- Montes, C. (2001). *Three-dimensional structure and kinematics of the Piedras-Girardot foldbet in the northern Andes of Colombia*. [PhD thesis]: The University of Tennessee, Knoxville.
- Montoya, D. y Reyes, G. (2003). Mapa geológico de la Plancha 209-Zipaquirá. Escala 1: 100.000. INGEOMINAS, Bogotá.
- Montoya, D. y Reyes, G. (2005). Geología de la Sabana de Bogotá. Bogotá, DC: Ministerio de Minas y Energía & Instituto Colombiano de Geología y minería.
- Mora, A. y Kammer, A. (1999). Comparación de los estilos estructurales en la sección entre Bogotá y los Farallones de Medina, Cordillera Oriental de Colombia. *Geología Colombiana*, 24, 55-83.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Kammer, A., Dimaté, C. y Rodríguez, F. (2006). Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, 25(2).
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Sobel, E. R., Hooghiemstra, H., Torres, V., & Vallejo-Jaramillo, J. (2008). Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in

the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 120(7-8), 930–949.

Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Sobel, E. R., Zeilinger, G., Jaramillo, C., Da Silva, S. F., & Blanco, M. (2010). The eastern foothills of the Eastern Cordillera of Colombia: An example of multiple factors controlling structural styles and active tectonics. *Bulletin of the Geological Society of America*, 122(11–12), 1846–1864. <https://doi.org/10.1130/B30033.1>

Mora, A., Reyes-Harker, A., Rodriguez, G., Tesón, E., Ramirez-Arias, J. C., Parra, M., Caballero, V., Mora, J. P., Quintero, I., Valencia, V., Ibañez, M., Horton, B. K. & Stockli, D. F. (2013). Inversion tectonics under increasing rates of shortening and sedimentation: Cenozoic example from the Eastern Cordillera. In: Nemčok, M., Mora, A. & Cosgrove, J. W. (Eds) *Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion*. Geological Society, London, Special Publications, 377. <http://dx.doi.org/10.1144/SP377.6>

Moretti, I., Rodriguez-Charry, G., Mayorga-Morales, M., & Mondragón, J. C. (2010). Integrated exploration workflow in the south Middle Magdalena Valley (Colombia). *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2). 187–197.

Parra, M. (2000). *Estratigrafía y Petrografía del Cretácico Inferior en el Parque Natural Chingaza y la Cuenca Alta del Rio Guatiquía, Cundinamarca y Meta, Colombia*. [Trabajo de Grado]: Departamento de Geociencias. Bogotá, DC, Universidad Nacional de Colombia.

Parra, M., Mora, A., Sobel, E. R., Strecker, M. R. & González, R. (2009). Episodic orogenic front migration in the northern Andes: Constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia. *Tectonics*, 28(4). doi:10.1029/2008TC002423.

Parravano, V., Teixell, A., & Mora, A. (2015). Influence of salt in the tectonic development of the frontal thrust belt of the Eastern Cordillera (Guatiquía area, Colombian Andes). *Interpretation*, 3(4), SAA17–SAA27. <https://doi.org/10.1190/INT-2015-0011.1>

Patiño, A., Fuquen, J. Ramos, J., Pedraza, A., Ceballos, L., Pinzón, L., Jerónimo, Y., Álvarez, L. y Torres, A. (2011), Cartografía geológica de la planzha 247 Cáqueza. Escala 1:100.000: Bogotá, *Ingeominas*, 131 p.

- Pérez, G. y Salazar, A. (1978). Estratigrafía y facies del Grupo Guadalupe. *Geología Colombiana*, 10, 7-85.
- Pichot, T., & Nalpas, T. (2009). Influence of synkinematic sedimentation in a thrust system with two decollement levels; analogue modelling. *Tectonophysics*, 473(3-4), 466-475.
- Pulido, O. y Gómez, L. S. (2001). Geología de la Plancha 266 Villavicencio. Escala 1:100.000. Memoria explicativa. *INGEOMINAS*, 53p.
- Pulido, O., Gómez, L. y Marín, P. (1998). Geología de la Plancha 266 Villavicencio. Escala 1:100.000. *INGEOMINAS*. Bogotá.
- Restrepo-Pace, P. A., Colmenares, F., Higuera, C., & Mayorga, M. (2004). A fold-and-thrust belt along the western flank of the eastern Cordillera of Colombia—style, kinematics, and timing constraints derived from seismic data and detailed surface mapping. In K. R. McClay, (Ed.). *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. AAPG Memoir 82, p. 598–613.
- Renzoni, G. (1962). Apuntes acerca de la litología y tectónica de la zona al este y sureste de Bogotá. *Boletín Geológico*, 10(1-3), 59-80.
- Renzoni, G. (1965). Geología del Cuadrángulo L-11 Villavicencio. Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional e Inventario Minero Nacional.
- Renzoni, G. (1968). Geología del Macizo de Quetame. *Geología Colombiana*, 5, 75-128.
- Rodríguez, E., y Ulloa, C. (1976). Geología del Cuadrángulo K–12, Guateque. *Ingeominas, Informe*, 1701.
- Rodríguez, E. (2000). Caracterización de Unidades Geológicas y Geomorfológicas de Colombia – Formación Une. *INGEOMINAS*, Bogotá.
- Rodríguez, E. (2000). Caracterización de Unidades Geológicas y Geomorfológicas de Colombia – Formación Chipaque. *INGEOMINAS*, Bogotá.
- Roeder, D., & Chamberlain, R. L. (1995). Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic-Neogene crustal evolution. In: Tankard, A. J., Soruco, R. S., & Welsink, H. J. (Eds.) *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, Memoirs, 62, 633–645.

- Rowan, M. G., Lawton, T. F., Giles, K. A. & Ratliff, R. A. (2003). Near-salt deformation in La Popa basin, Mexico, and the northern Gulf of Mexico: A general model for passive diapirism. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 87(5), 733–756.
- Rowan, M. G., & Vendeville, B. C. (2006). Foldbelts with early salt withdrawal and diapirism: Physical model and examples from the northern Gulf of Mexico and the Flinders Ranges, Australia. *Marine and Petroleum Geology*, 23(9-10), 871–891. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2006.08.003>.
- Rowan, M. G., Giles, K. A., Hearon IV, T. E., & Fiduk, J. C. (2016). Megaflaps adjacent to salt diapirs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 100(11), 1723-1747.
- Sanabria, A., y Téllez, G. (1992). *Diagénesis y ambiente de acumulación de la Formación Une en un área al suroeste de Bogotá*. [Trabajo de Grado]: Bogotá, Universidad Nacional de Colombia.
- Sarmiento, G. (1992). Estratigrafía y medios de depósito de la Formación Guaduas. *Boletín Geológico*, 32(1-3), 3-44.
- Sarmiento, G. (1993). *Estratigrafía, palinología y paleoecología de la Formación Guaduas (Maastrichtiano-Paleoceno, Colombia)*. [PhD thesis]: Amsterdam, University of Amsterdam, 192 p.
- Sarmiento, G. (1994). *Estratigrafía, palinología y paleoecología de la Formación Guaduas:(Maastrichtiano-Paleoceno, Colombia)*. No. 20. Ministerio de Minas y Energía, Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química.
- Sarmiento, L. F. (2001). *Mesozoic rifting and cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models*. [PhD thesis]: Amsterdam, *Vrije Universiteit*, 295p.
- Sarmiento, L. F. (2011). Petroleum geology of Colombia. Eastern Cordillera Basin: Medellín, Colombia, Agencia Nacional de Hidrocarburos.
- Saylor, J. E., Stockli, D. F., Horton, B. K., Nie, J., & Mora, A. (2012). Discriminating rapid exhumation from syndepositional volcanism using detrital zircon double dating: Implications for the tectonic history of the Eastern Cordillera, Colombia.

Bulletin of the Geological Society of America, 124(5–6), 762–779.
<https://doi.org/10.1130/B30534.1>

- Scheibe, E. A. (1918). Estudio geológico sobre la Cordillera Oriental, Bogotá. *Estudios Geológicos y Paleontológicos*, Cordillera Oriental, Colombia. Parte 1a, 85p.
- Serna, F. E. (1964). Posición de las faunas en los depósitos cretácicos colombianos y su valor en la subdivisión cronológica de los mismos. *Boletín de Geología*, (16-17), 5-142.
- Siravo, G., Faccenna, C., Gérard, M., Becker, T. W., Fellin, M. G., Herman, F., & Molin, P. (2019). Slab flattening and the rise of the Eastern Cordillera, Colombia. *Earth and Planetary Science Letters*, 512, 100-110.
- Stewart, R. R., Huddleston, P. D., & Kan, T. K. (1984). Seismic versus sonic velocities: A vertical seismic profiling study. *Geophysics*, 49(8), 1153-1168.
- Stutzer, O. (1934). Sobre la geología de la parte media del valle del Magdalena. *Compilación de los Estudios Oficiales en Colombia--1917 a*, 2, 183-209.
- Tesón, E., Mora, A., Silva, A., Namson, J., Teixell, A., Castellanos, J., Casallas, W., Julivert, M., Taylor, M., Ibáñez-Mejía, M., & Valencia, V. A. (2013). Relationship of Mesozoic graben development, stress, shortening magnitude, and structural style in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Geological Society Special Publication*, 377(1), 257–283. <https://doi.org/10.1144/SP377.10>
- Teixell, A., Ruiz, J. C., Tesón, E., & Mora, A. (2015). The structure of an inverted back-arc rift: Insights from a transect across the Eastern Cordillera of Colombia near Bogotá. In C. Bartolini & P. Mann (Eds). *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoirs*, 108, 499–516.
- Toro, J., Roure, F., Bordas-Le Floch, N., Le Cornec-Lance, S. & Sassi, W. (2004). Thermal and Kinematic Evolution of the Eastern Cordillera Fold and Thrust Belt, Colombia. Deformation Fluid Flow, and Reservoir Appraisal in Foreland Fold and Thrust Belts: The American Association of Petroleum Geologists Hedberg Series, 1, 1, 79–115. <https://doi.org/10.1306/1025687H13114>

- Torres, Mora y Escobar. (1996). *Estudio de evaluación conjunta estratigráfica, geoquímica y estructural bloques Laguna (Occidental), Lanceros (Braspetro) y Tunja (Ecopetrol),- Cordillera Oriental.*
- Toussaint, J. F. (1995). Hipótesis sobre el marco geodinámico de Colombia durante el Mesozoico Temprano, Contribution to IGCP 322 Jurassic events in South America. *Geología Colombiana*, 150-155.
- Toussaint, J. F., y Restrepo, J. J. (1989). Acreciones sucesivas en Colombia: Un nuevo modelo de evolución geológica. *Congreso Colombiano de Geología*, 5, 127-146.
- Trumpy, D. (1943). Pre-cretaceous of Colombia. *Bulletin of the Geological Society of America*, 54(9), 1281-1304.
- Ujueta, G. (1961). Geología del Noreste de Bogotá. *Boletín Geológico*, 9(1-3), 23-46.
- Ujueta, G. (1968). Sal en la Cordillera Oriental de Colombia. *Boletín de Geología*, (21), 5-18.
- Ulloa, C. y Rodríguez, E. (1976). Mapa Geológico de la Plancha 211; Tauramena. *Ingeominas*, Bogotá.
- Ulloa, C. y Rodriguez, E., y Caro, P. (1988). Excursión geológica Bogotá-Villavicencio-Acacías. *INGEOMINAS*. Tercer Congreso Colombiano del Petróleo, Bogotá.
- Valderrama, A., y Vargas, M. (1989). *Aporte al conocimiento de la secuencia calcárea del Paleozoico Superior en un área al sur del municipio de Nazareth (Páramo de Sumapaz)*. [Trabajo de Grado]: Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.
- Van der Hammen, T. (1957). *Estratigrafía palinológica de la Sabana de Bogotá (Cordillera Oriental de Colombia)*. Ministerio de Minas y Petróleos, Instituto Geológico Nacional, Sección de Paleobotánica.
- Van der Hammen, T. (1958). Estratigrafía del terciario y maestrichtiano con continentales y tectogénesis de los Andes colombianos. *Boletín Geológico*, 6(1-3), 60-116.
- Vargas, C.A., & Mann, P. (2013). Tearing and breaking off of subducted slabs as the result of collision of the Panama arc-indentor with northwestern South America.

Bulletin of the Seismological Society of America, 103(3): 2025–2046.
<https://doi.org/10.1785/0120120328>

Vergara, L., & Rodriguez, G. (1997): The Upper Cretaceous and Lower Paleocene of the Eastern Bogota Plateau and llanos Thrustbelt, Colombia: Alternative Appraisal to the Nomenclature and Sequence Stratigraphy. *Geología Colombiana*, 22, 51-79.

Villamil, T., Restrepo, P., Ratliff, R., Wu, S., Kligfield, R., & Geiser, P. (1993). Balanced cross section, kinematic deformation model, and palinspastic facies analysis for the Bogota fold belt, Eastern Cordillera, Colombia. *International congress of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG)*, Caracas, Venezuela.

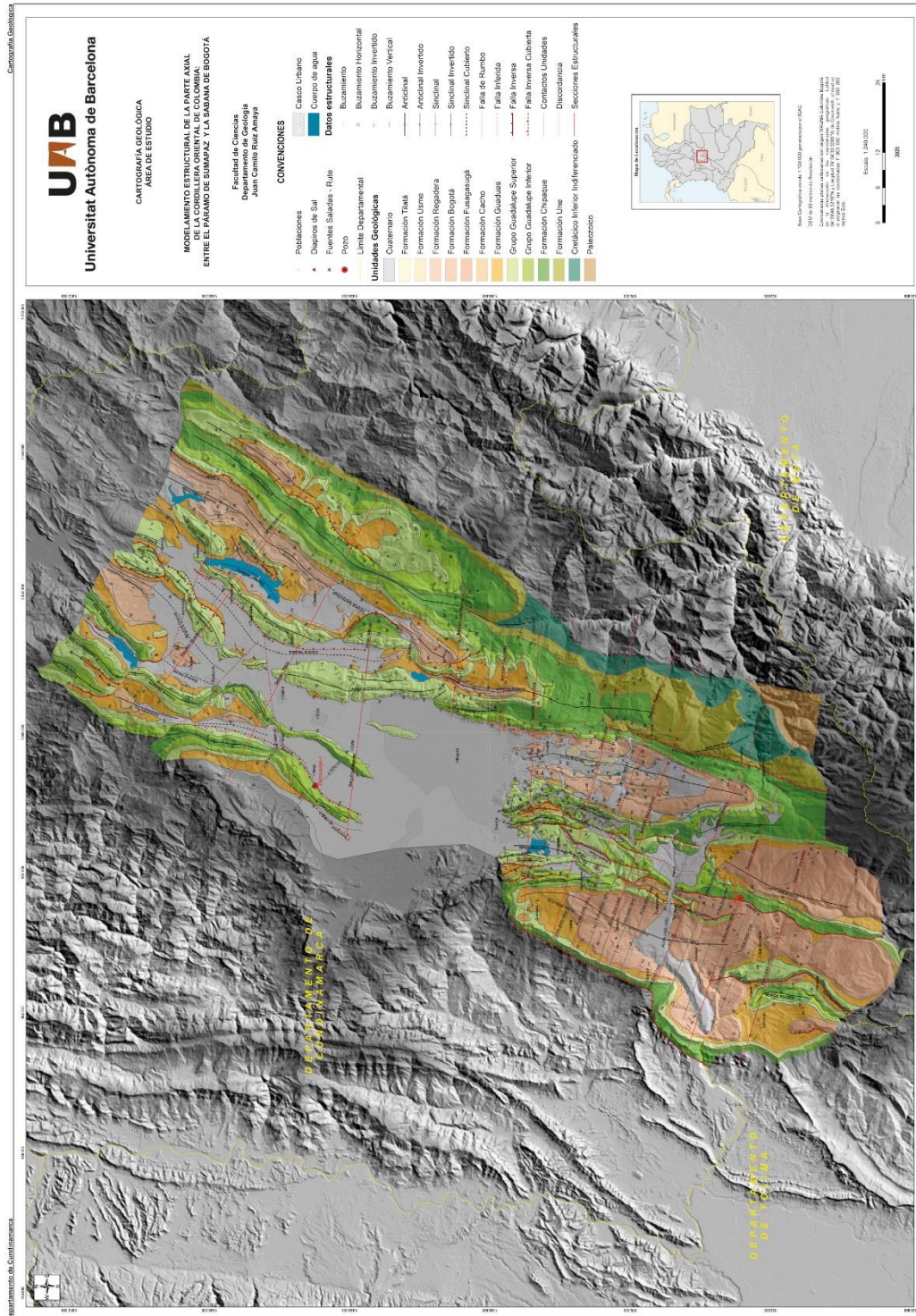
Villamil, T. (1999). Campanian–Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153(1-4), 239-275.

Williams, G. D., Powell, C. M., & Cooper, M. A. (1989). Geometry and kinematics of inversion tectonics. *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 3-15.

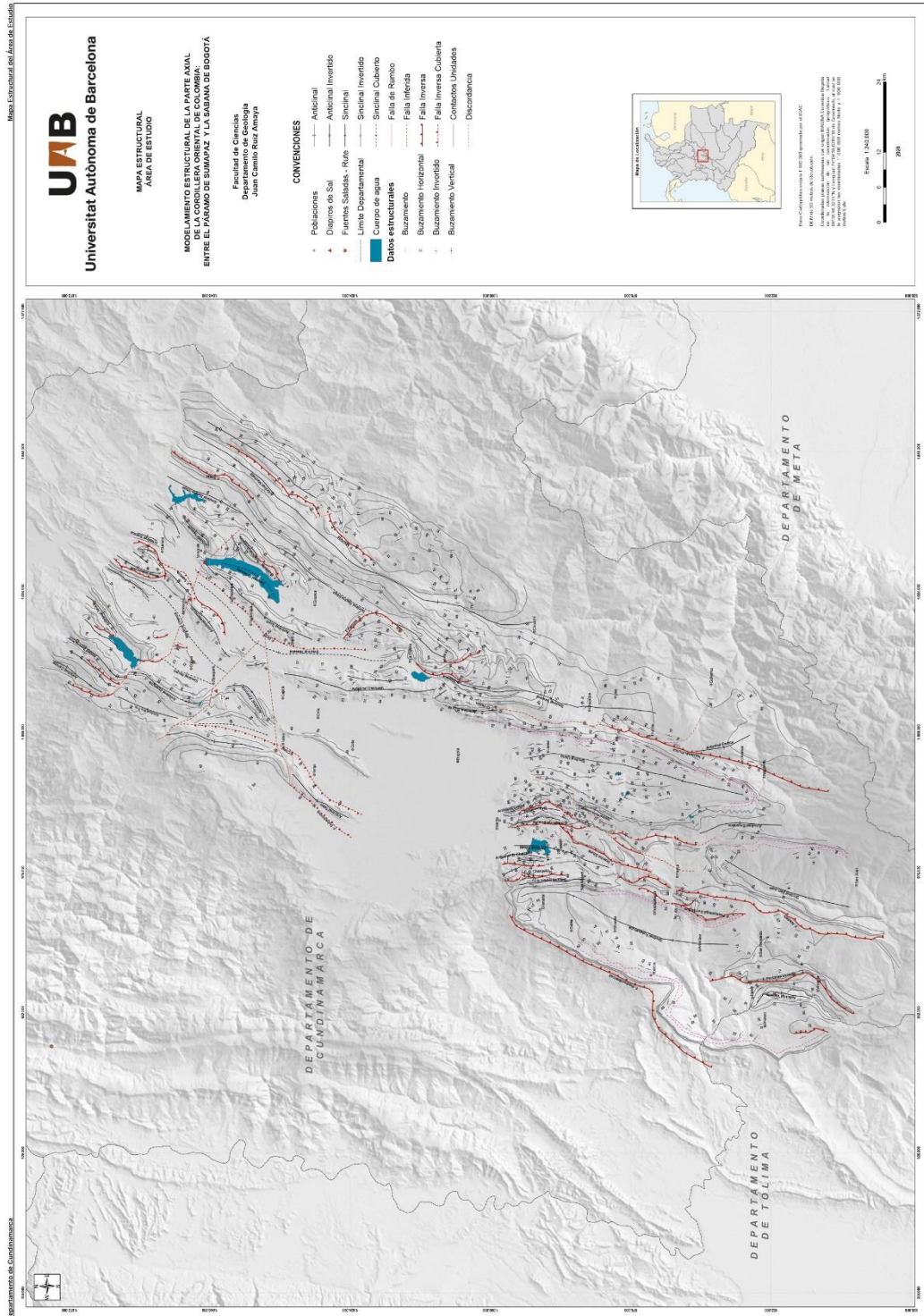
Anexos

Anexo A. Mapas geológicos

A1. Cartografía geológica

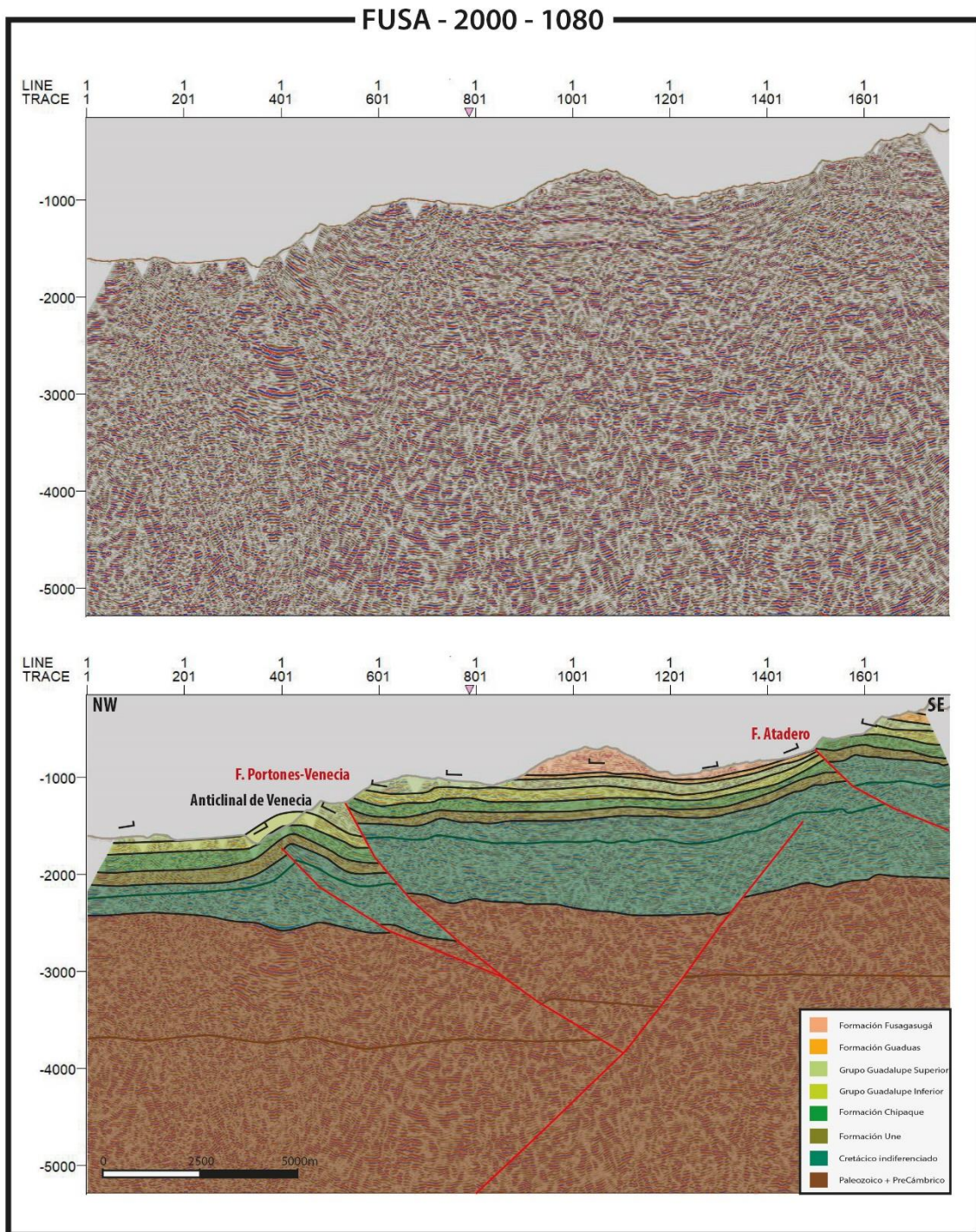


A2. Mapa estructural

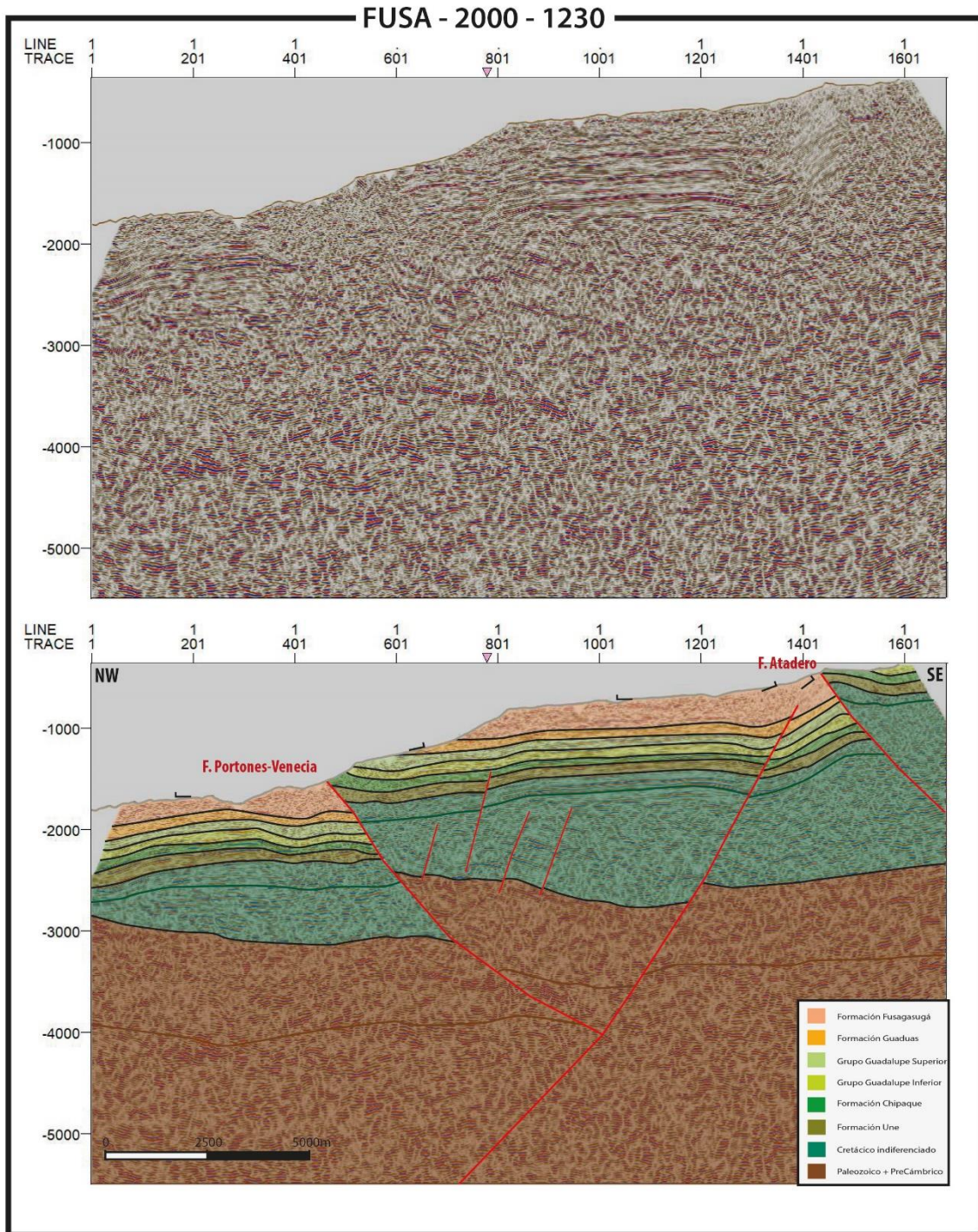


Anexo B. Líneas sísmicas 2D

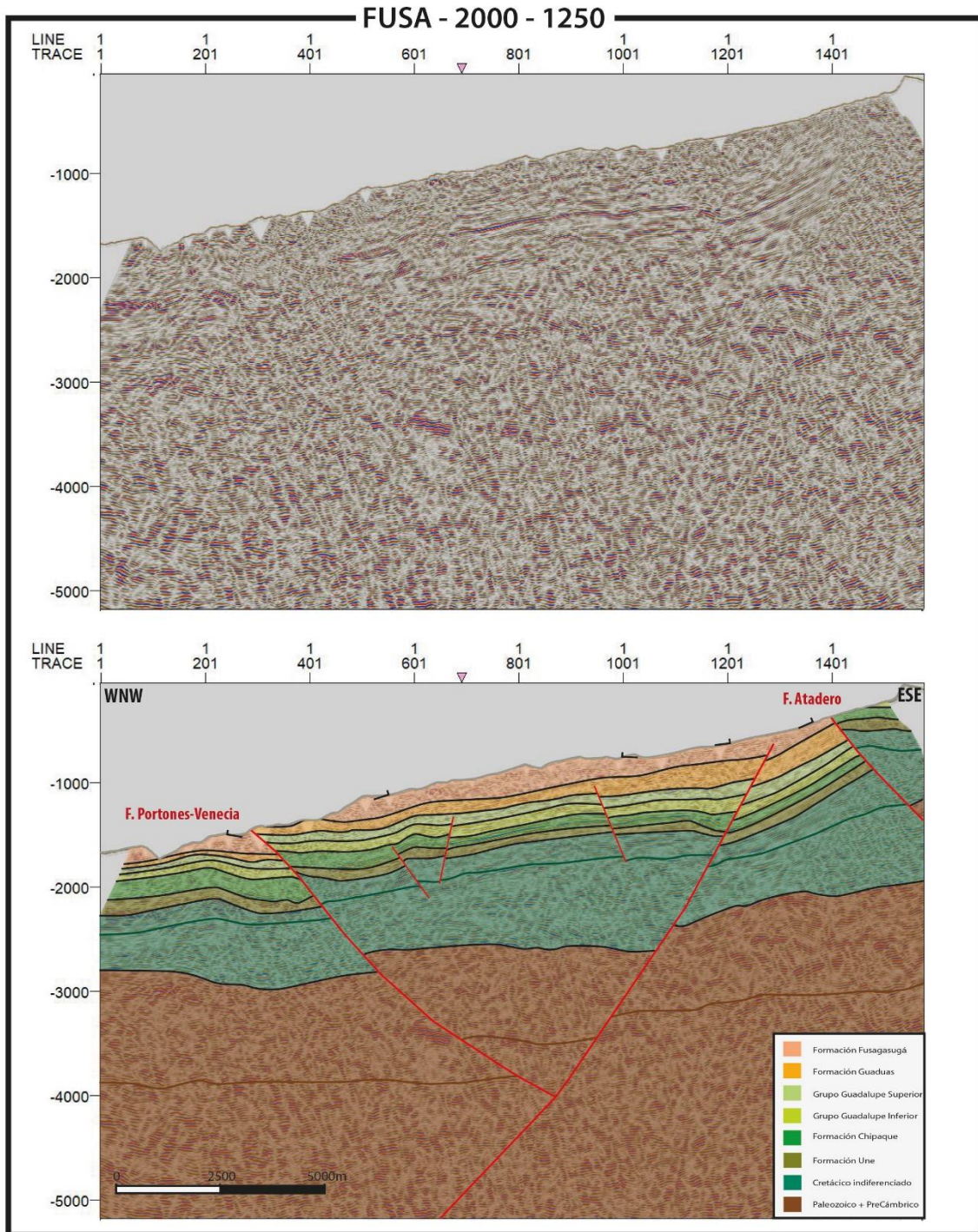
B1. Línea sísmica FUSA-2000-1080



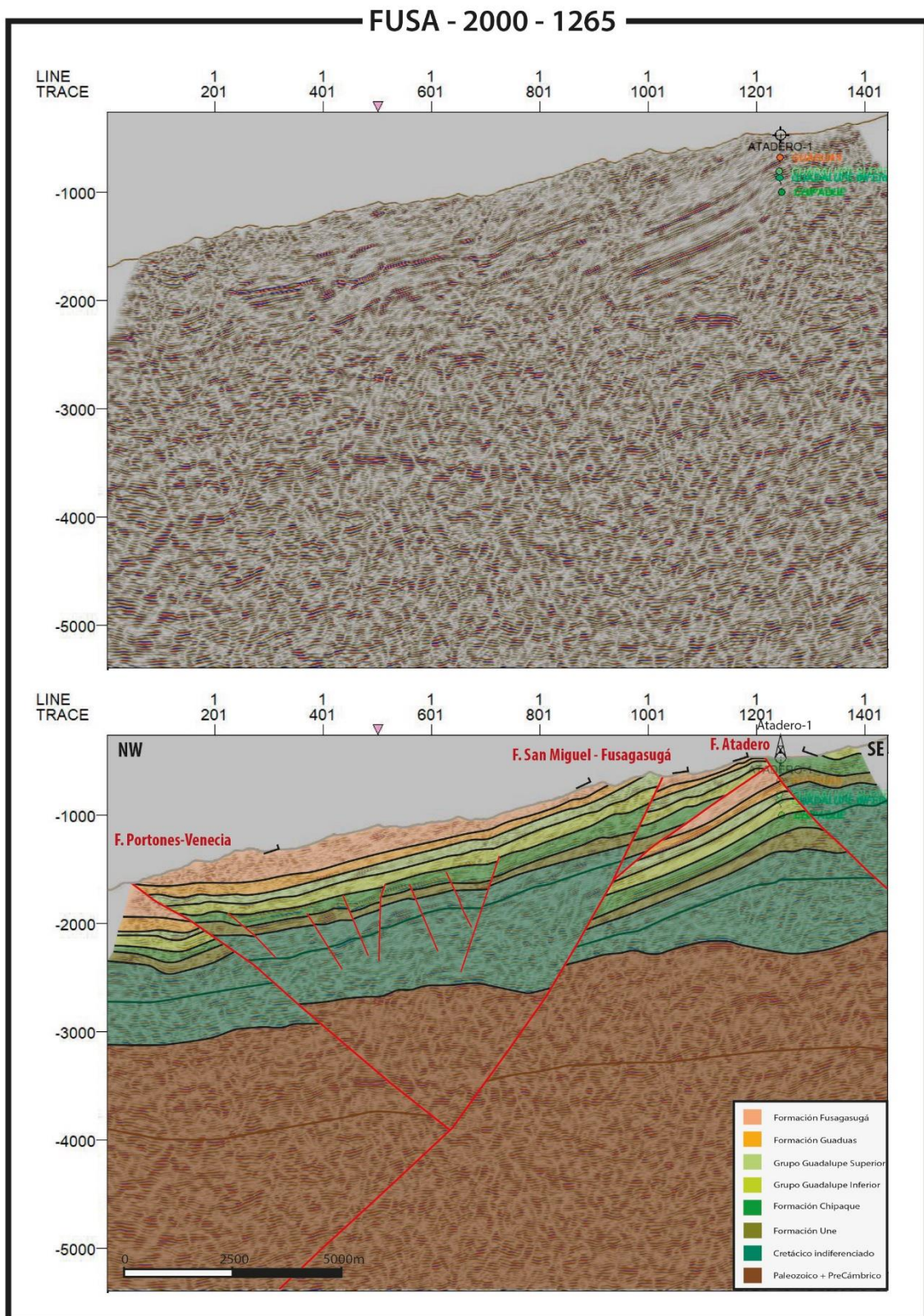
B2. Línea sísmica FUSA-2000-1230



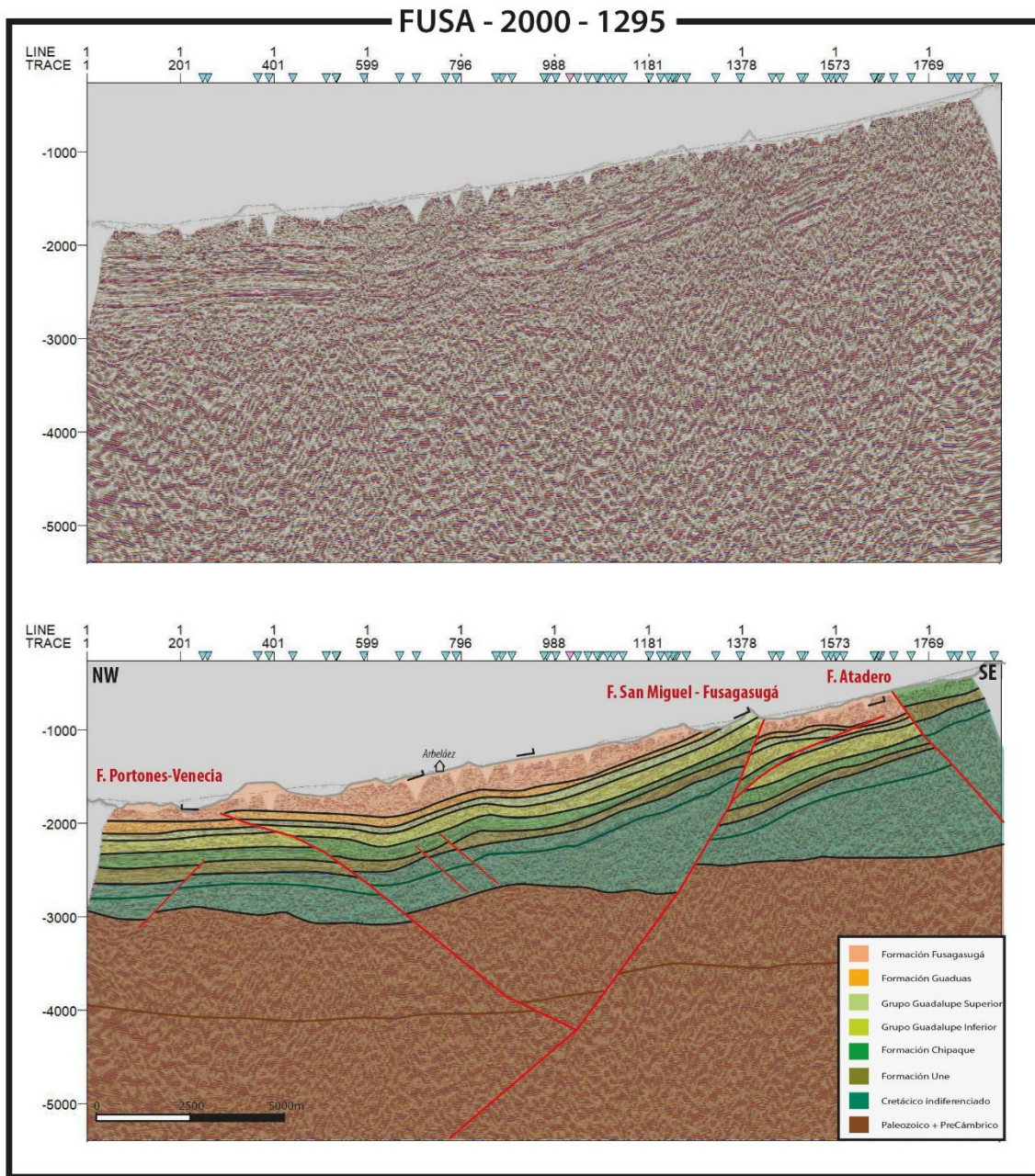
B3. Línea sísmica FUSA-2000-1250



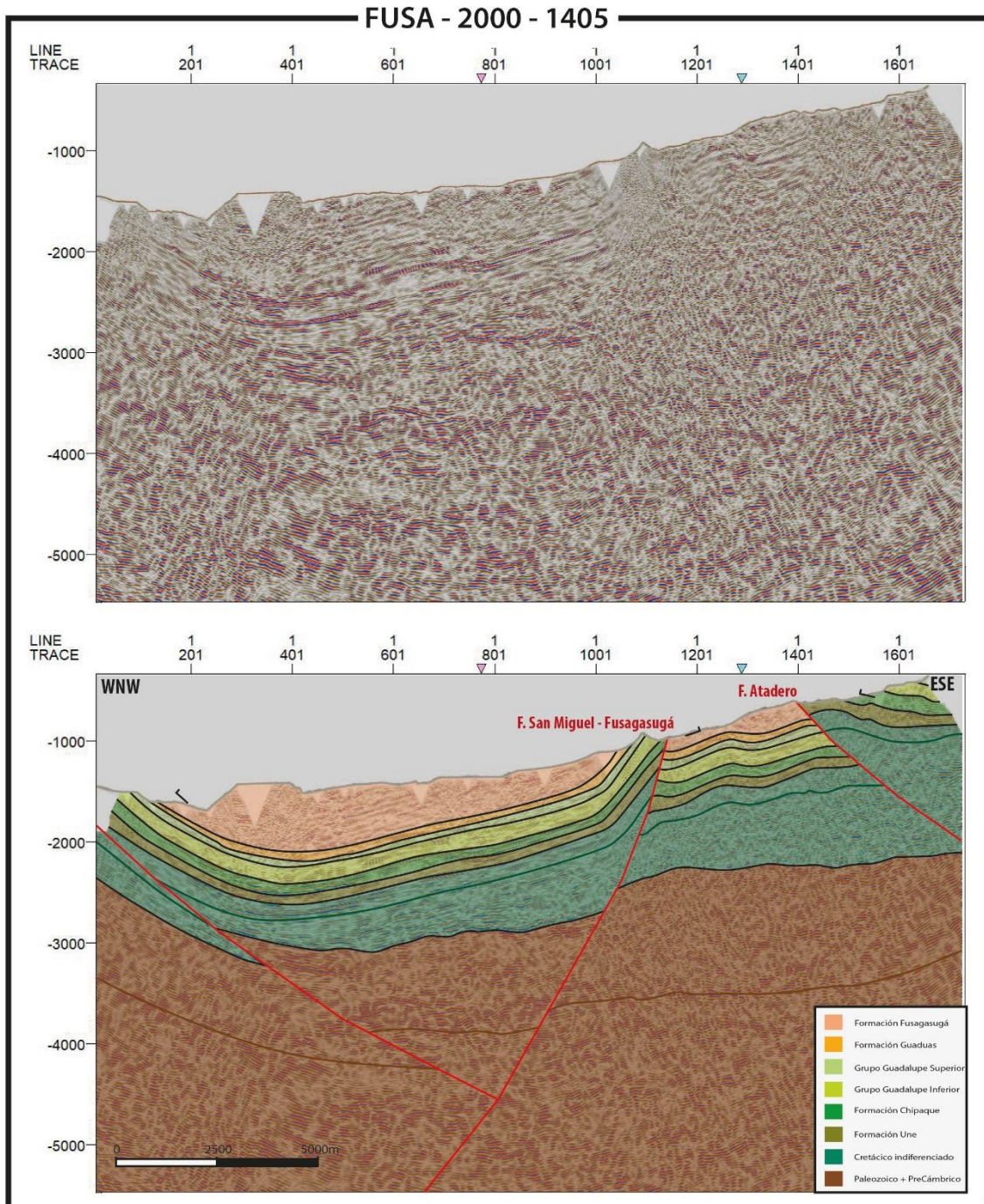
B4. Línea sísmica FUSA-2000-1265



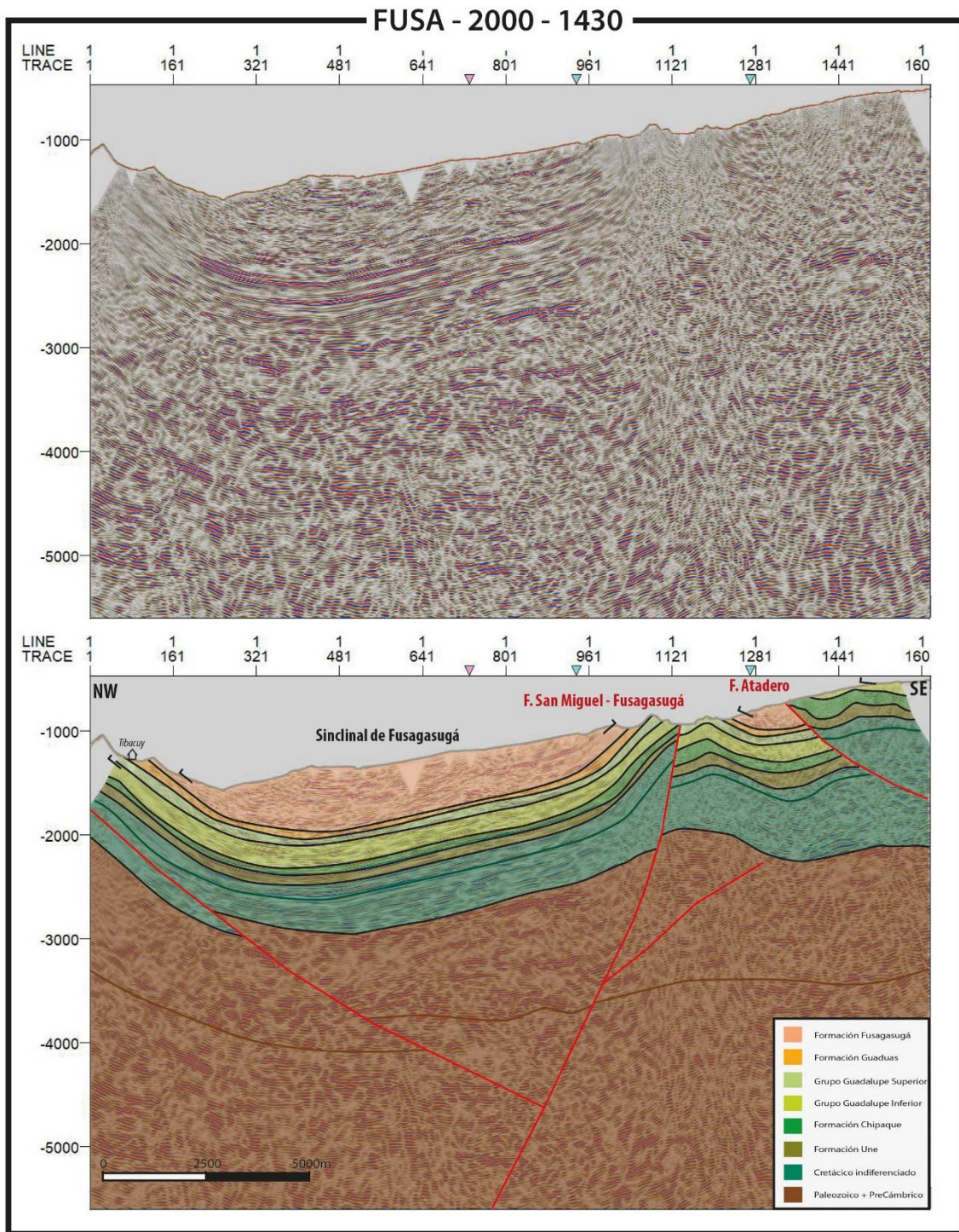
B5. Línea sísmica FUSA-2000-1295



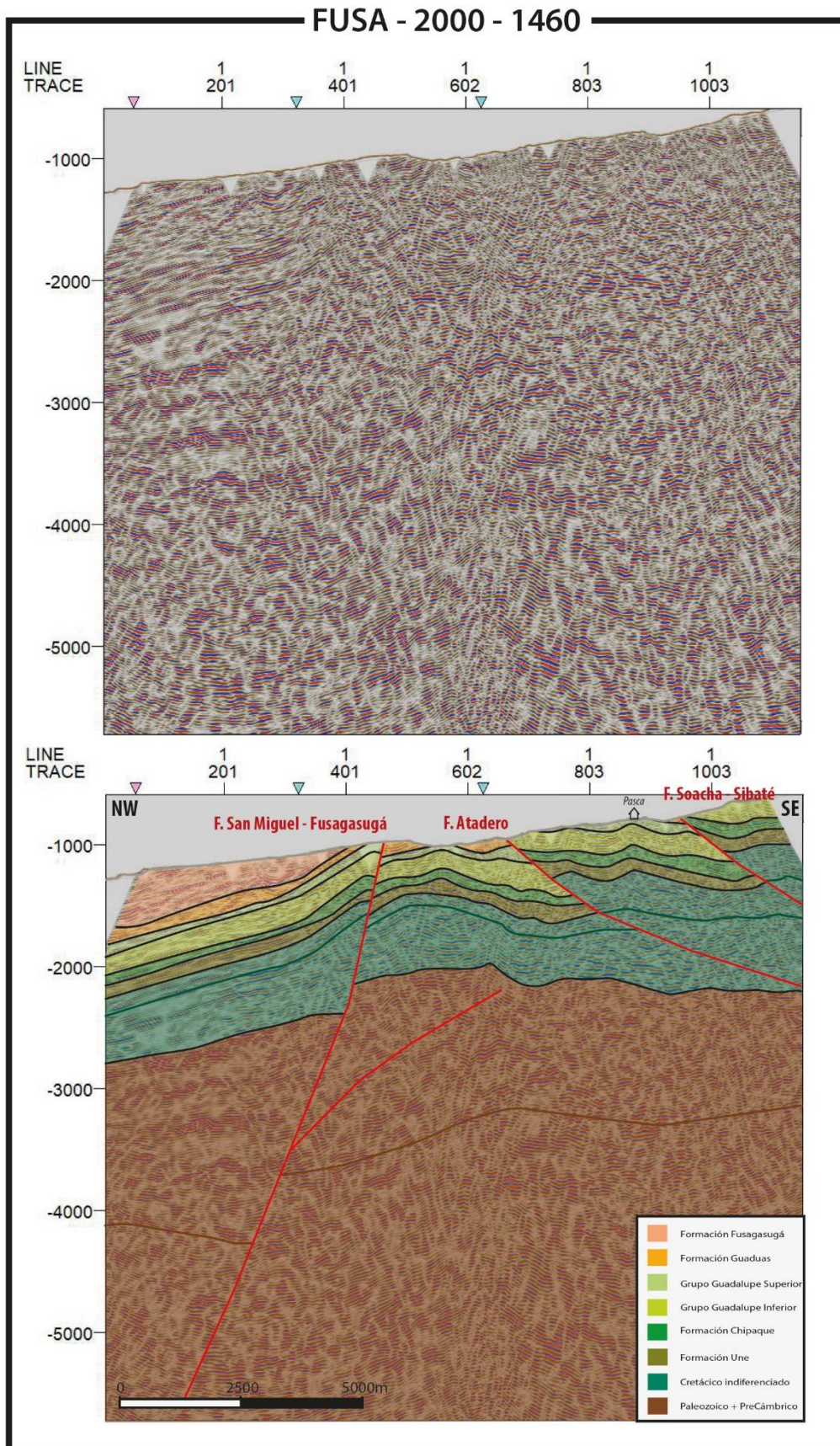
B6. Línea sísmica FUSA-2000-1405



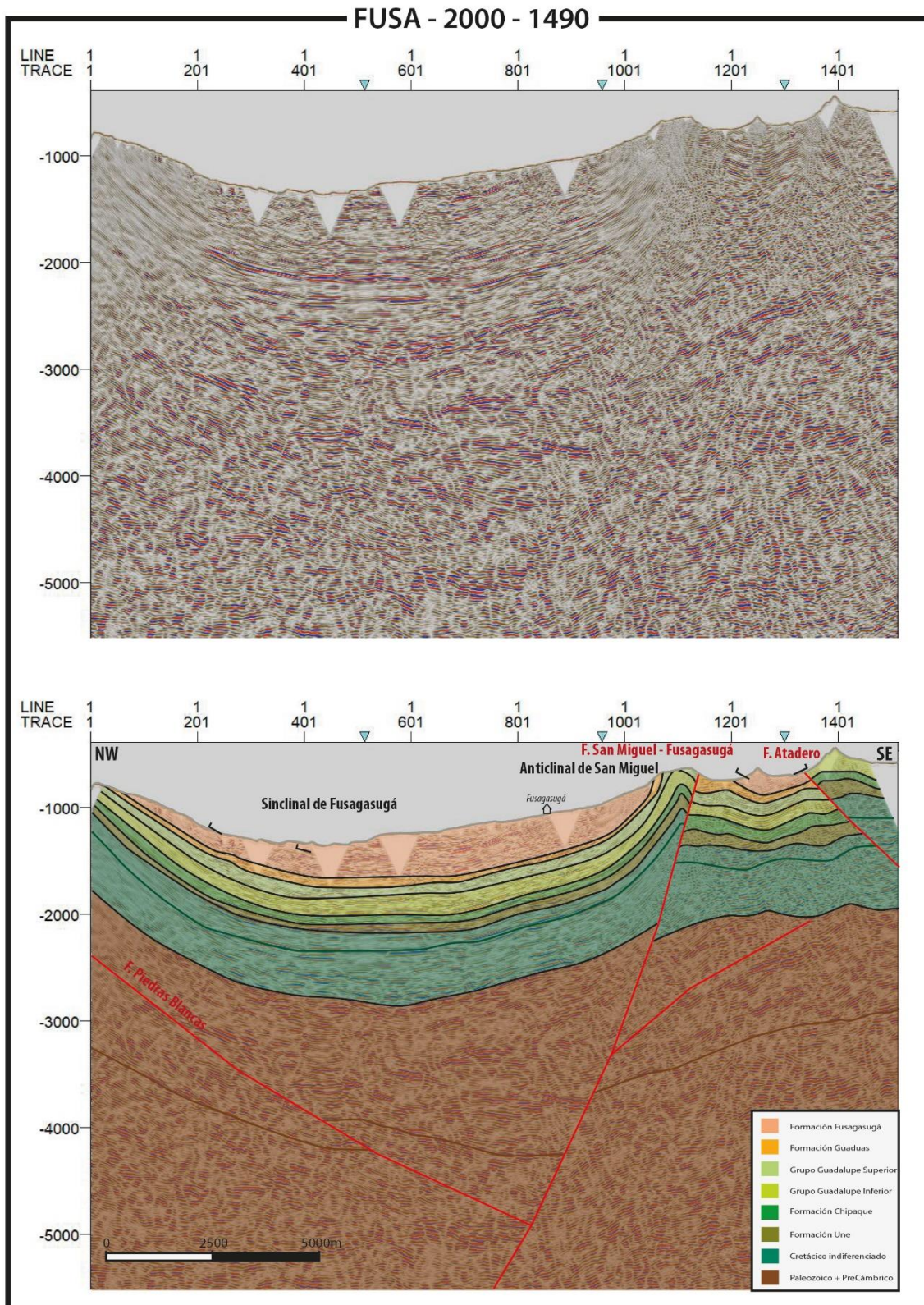
B7. Línea sísmica FUSA-2000-1430



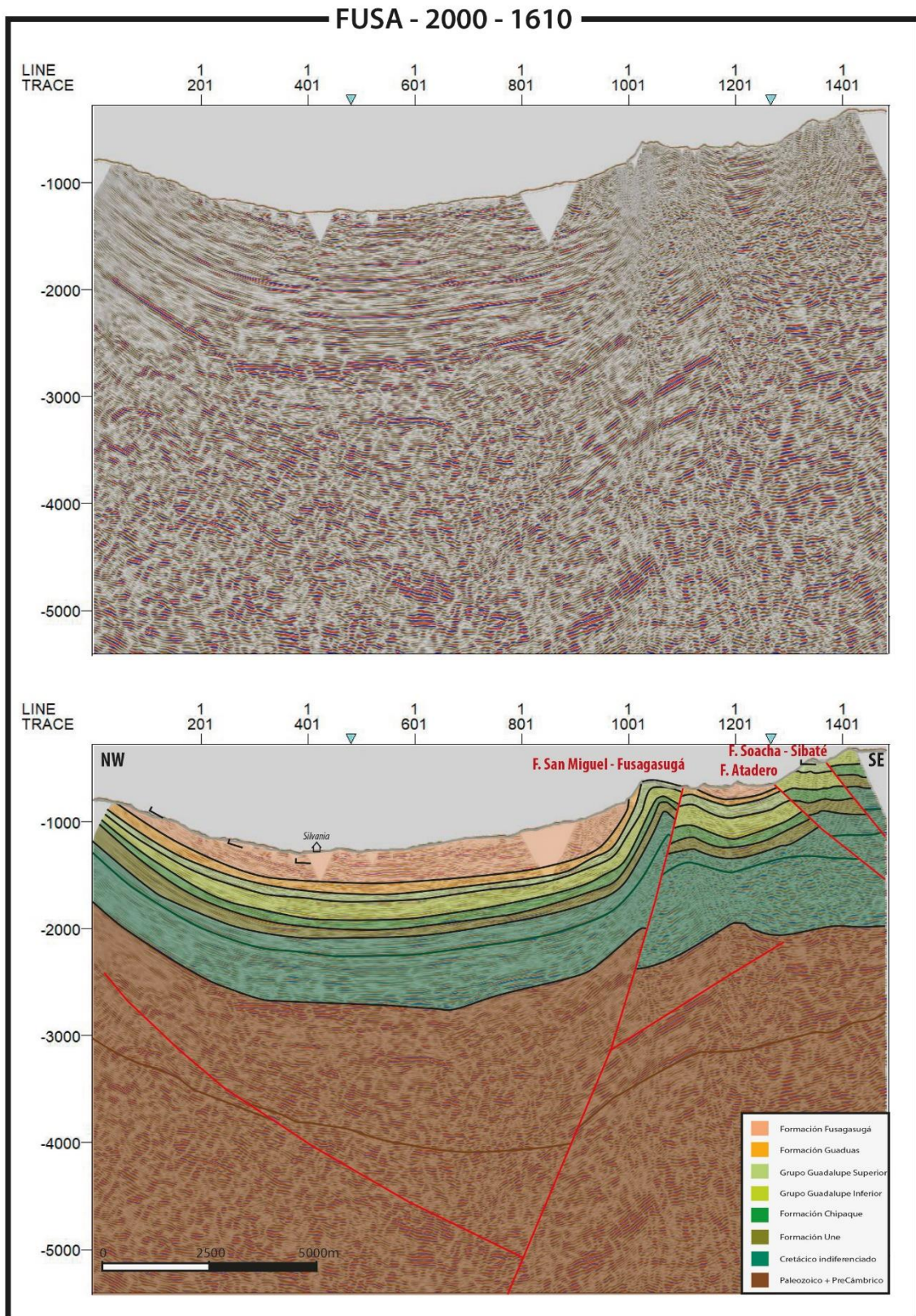
B8. Línea sísmica FUSA-2000-1460



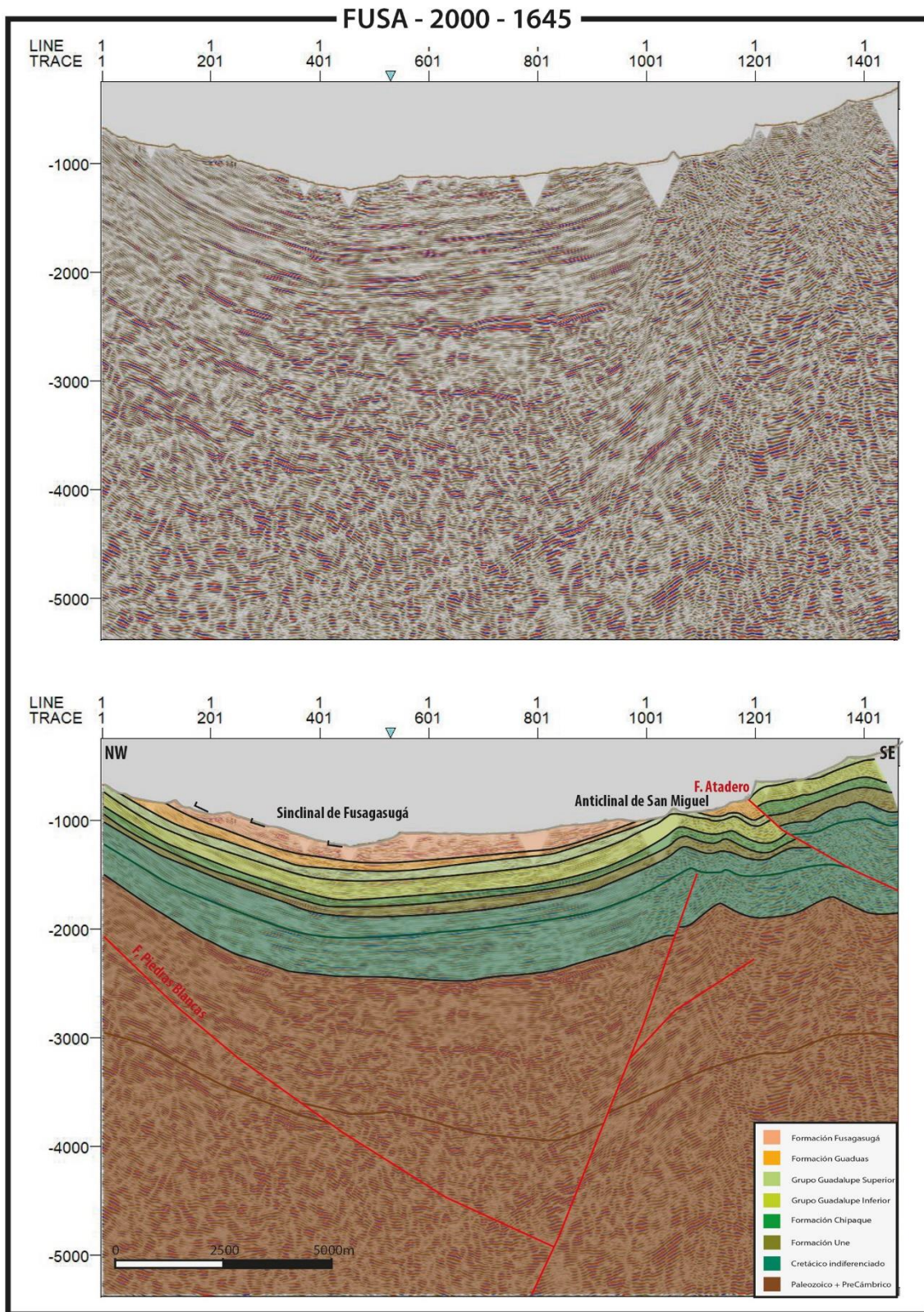
B9. Línea sísmica FUSA-2000-1490



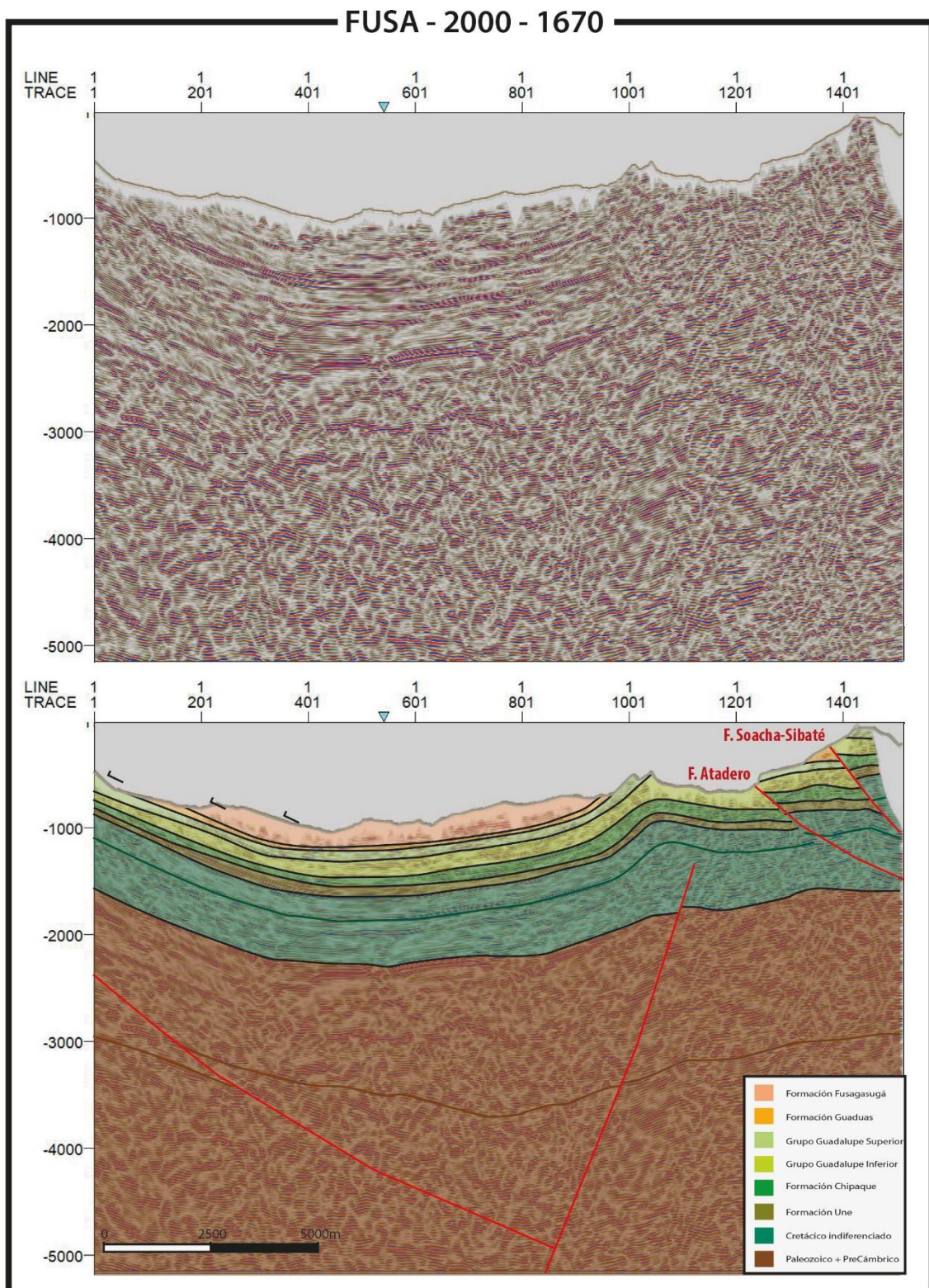
B10. Línea sísmica FUSA-2000-1610



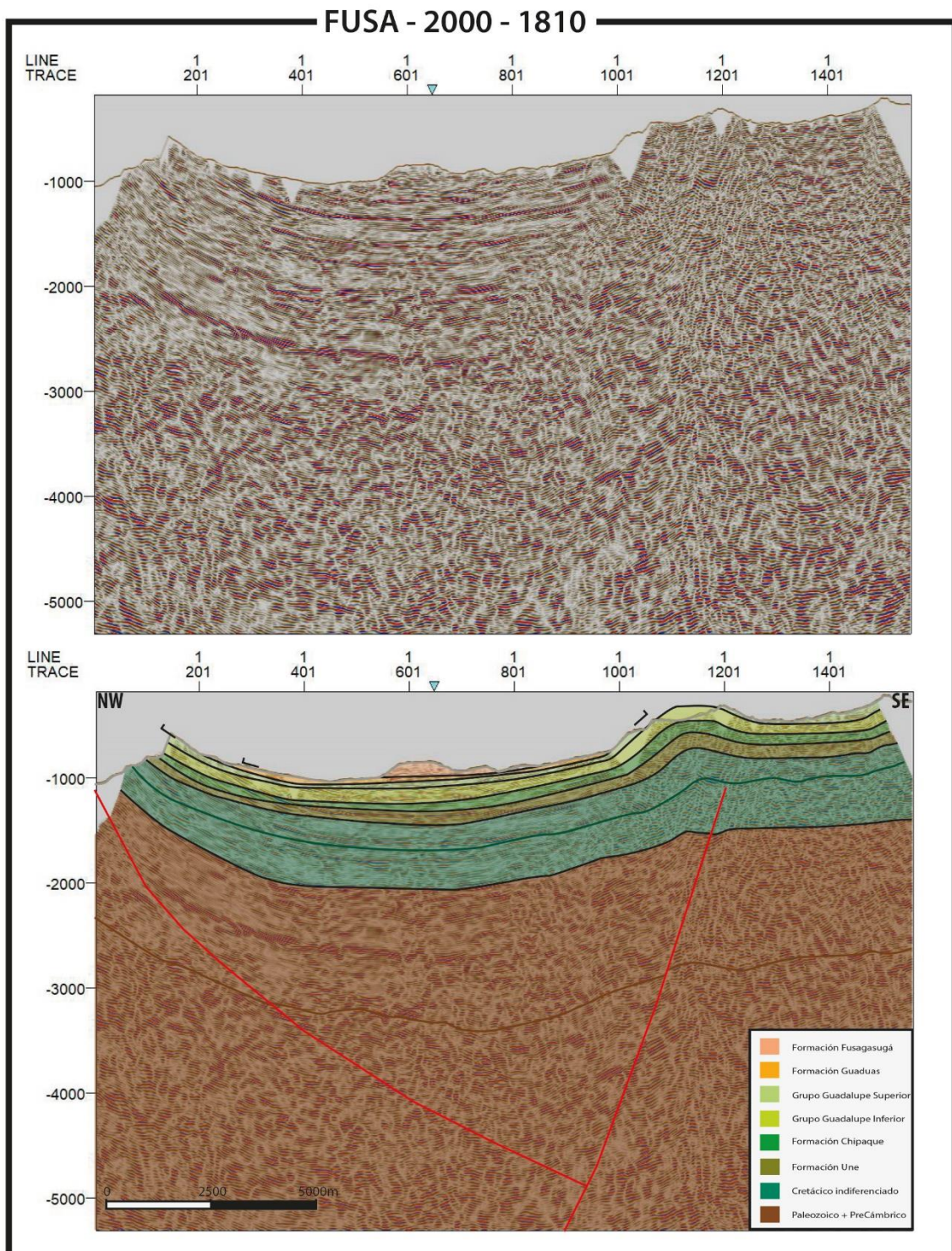
B11. Línea sísmica FUSA-2000-1645



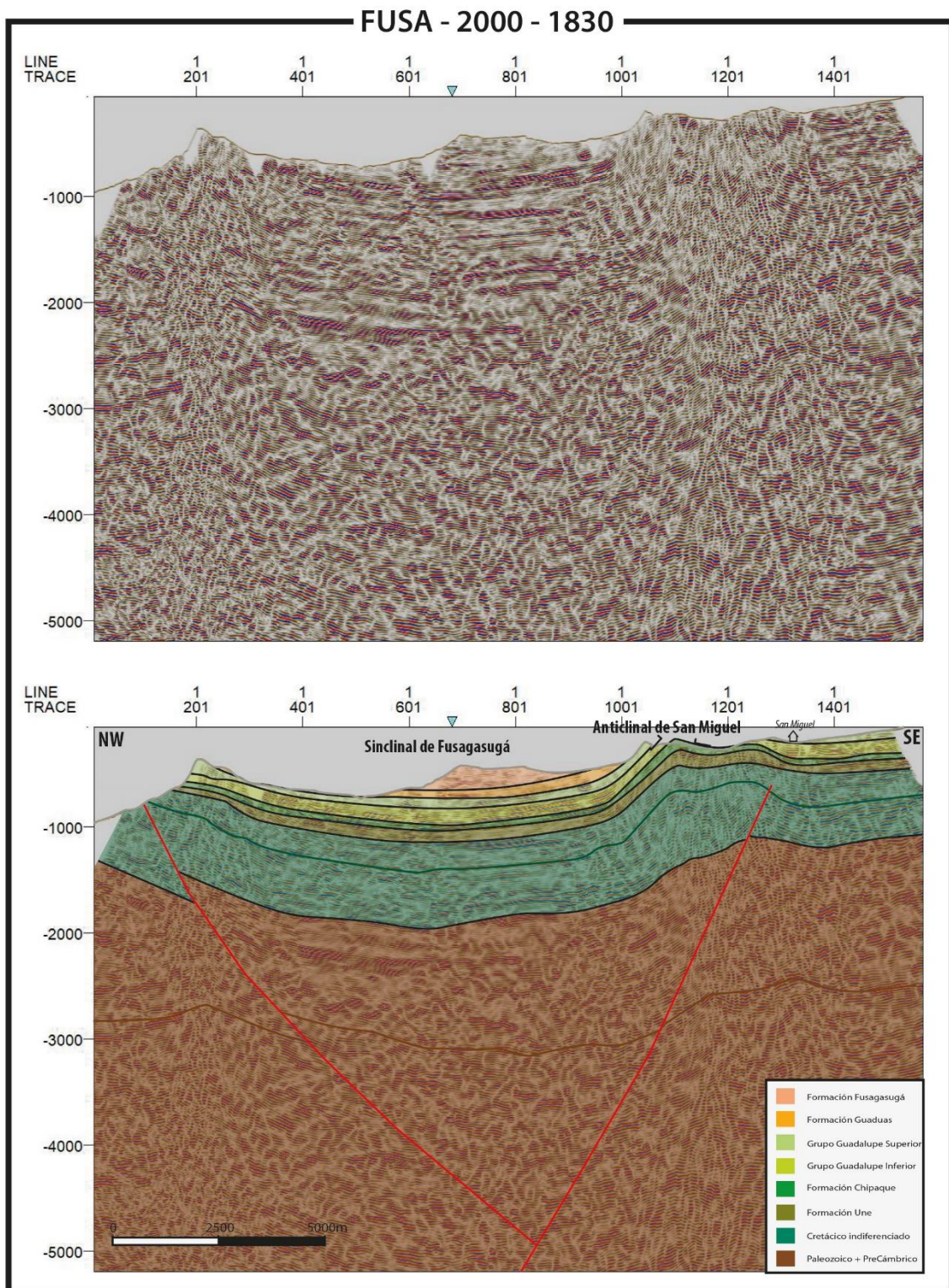
B12. Línea sísmica FUSA-2000-1670



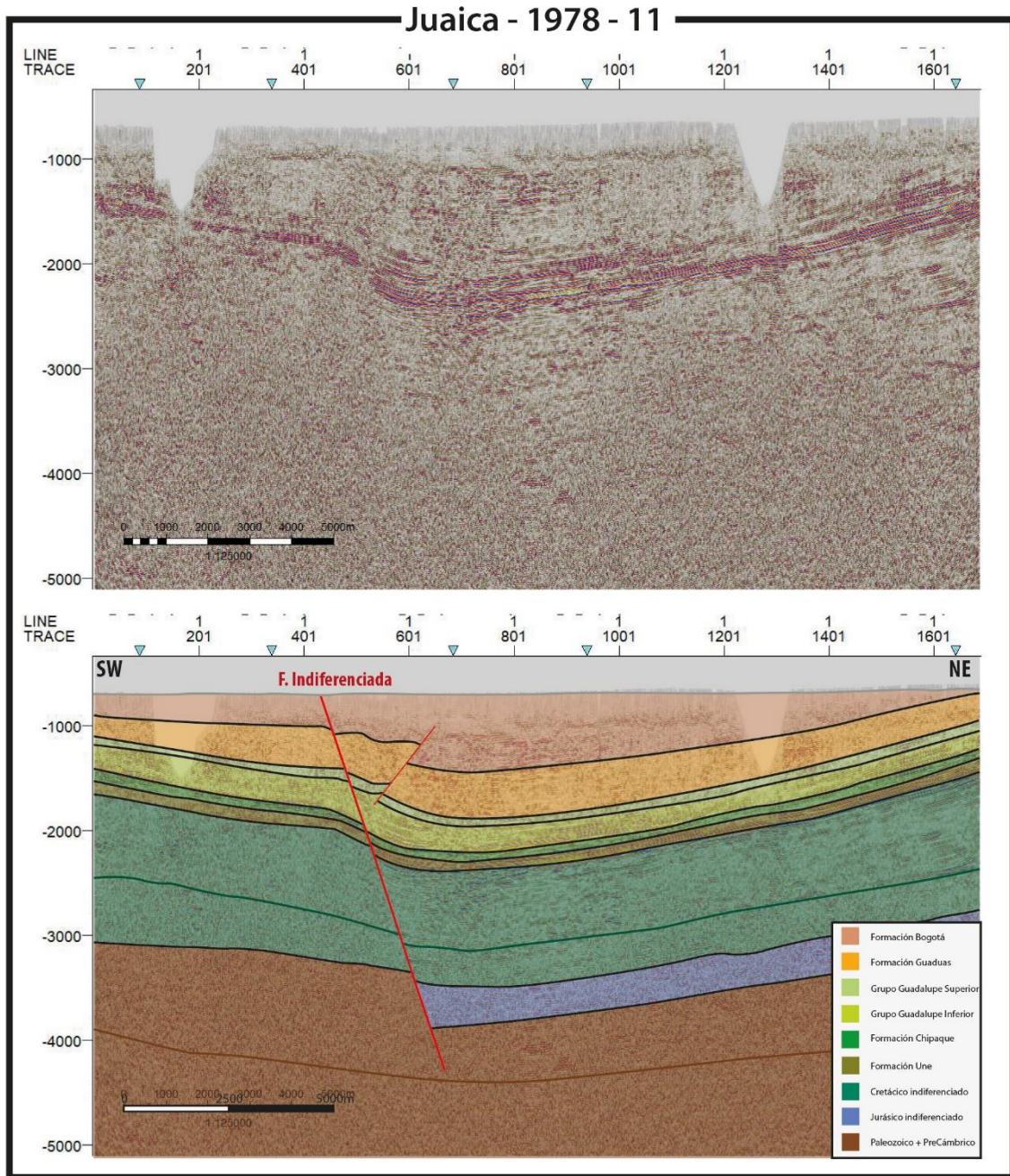
B13. Línea sísmica FUSA-2000-1810



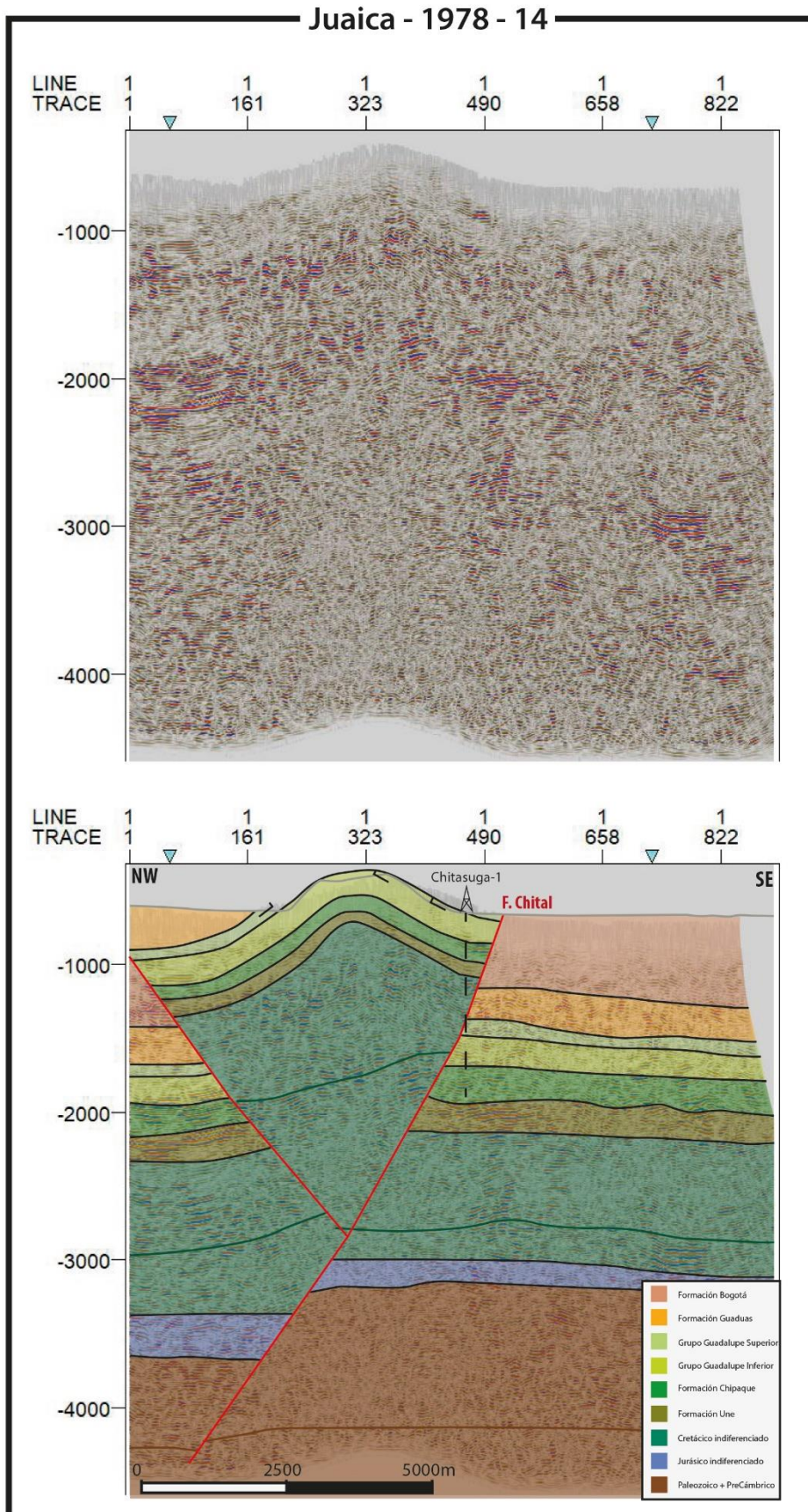
B14. Línea sísmica FUSA-2000-1830



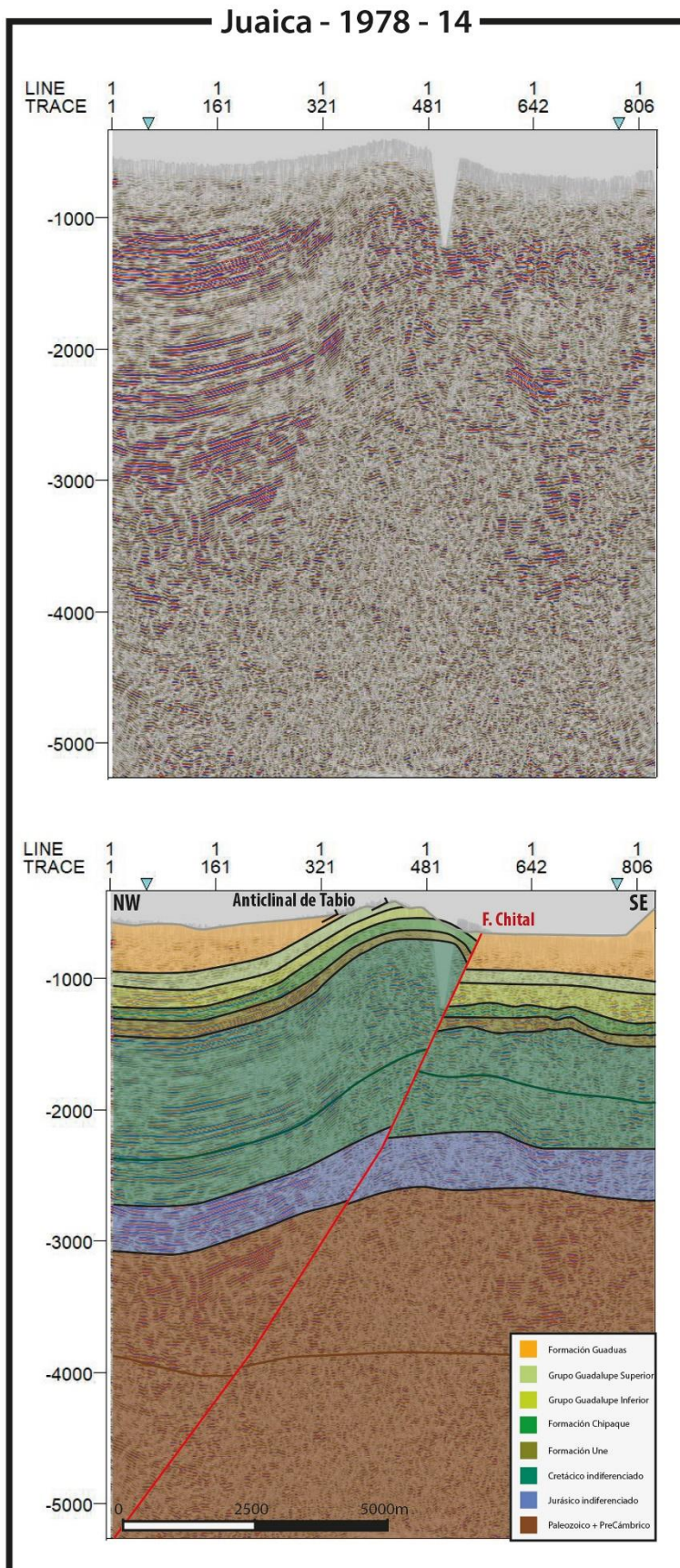
B15. Línea sísmica J-1978-11



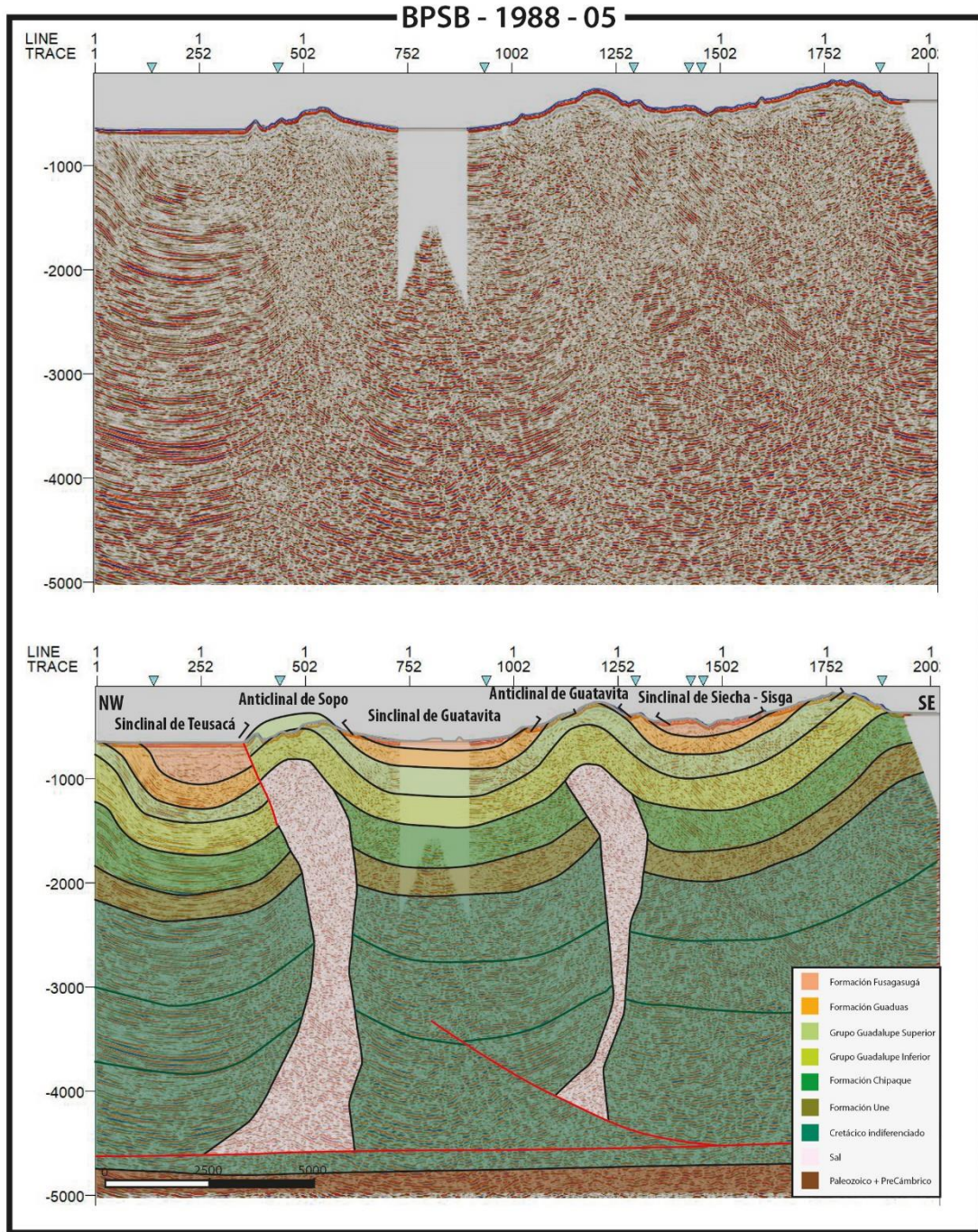
B16. Línea sísmica J-1978-14



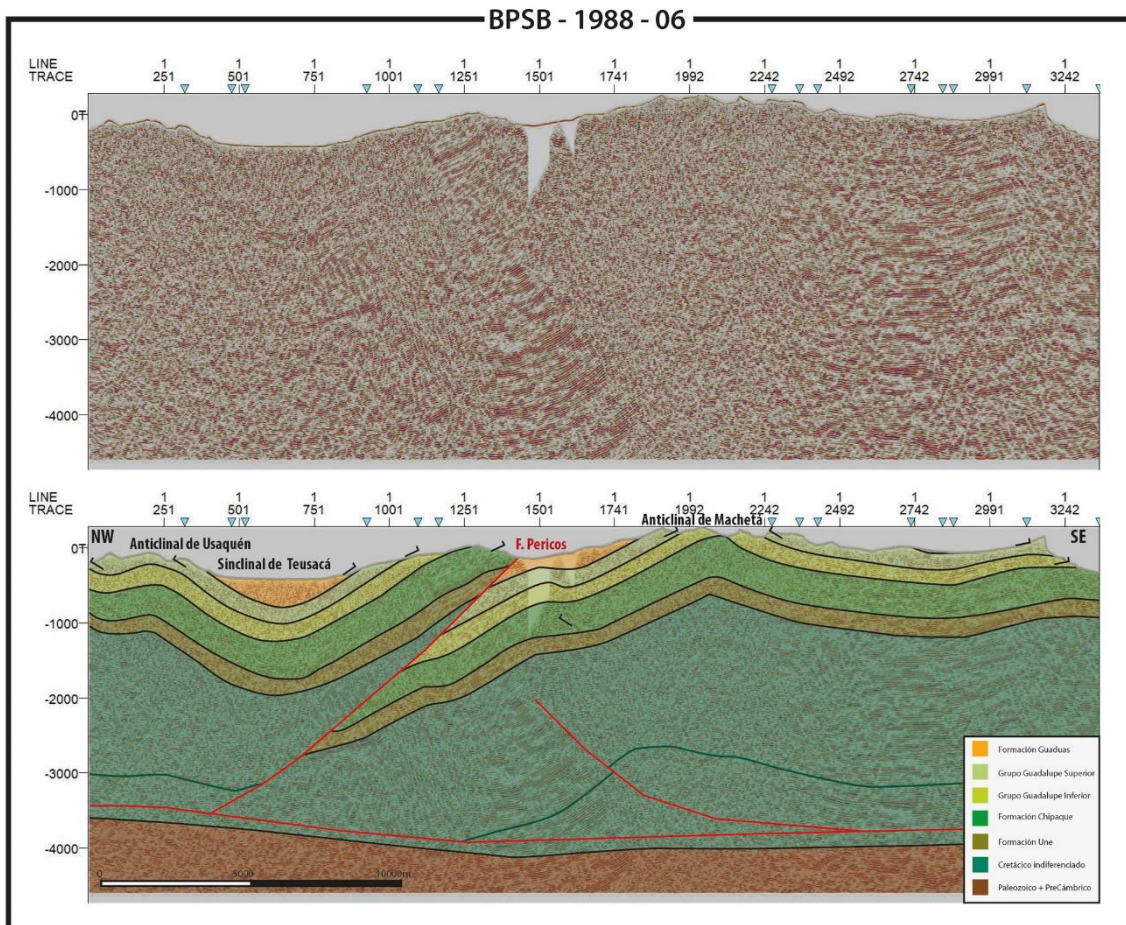
B17. Línea sísmica J-1978-20



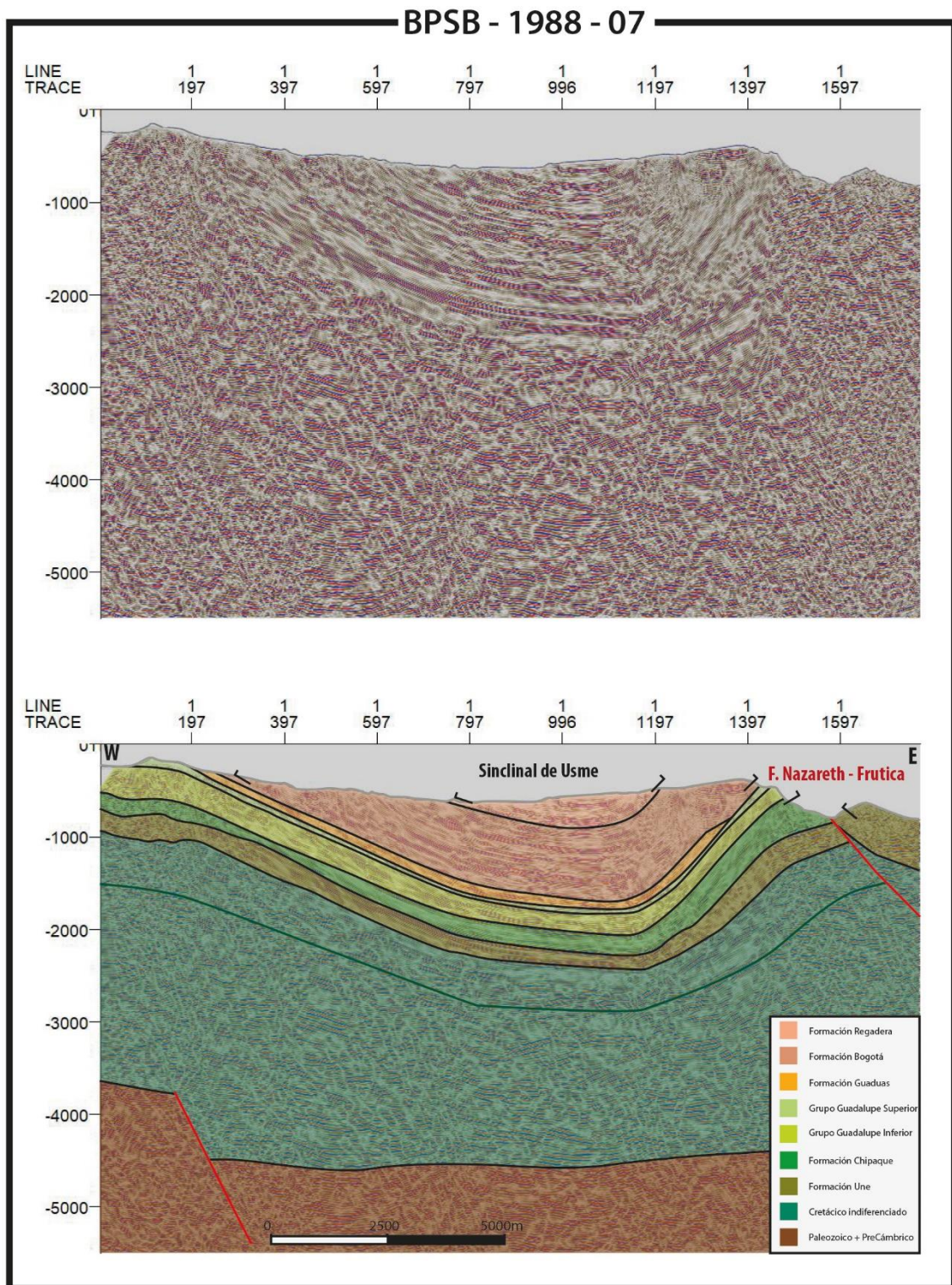
B18. Línea sísmica BPSB-1988-05



B19. Línea sísmica BPSB-1988-06

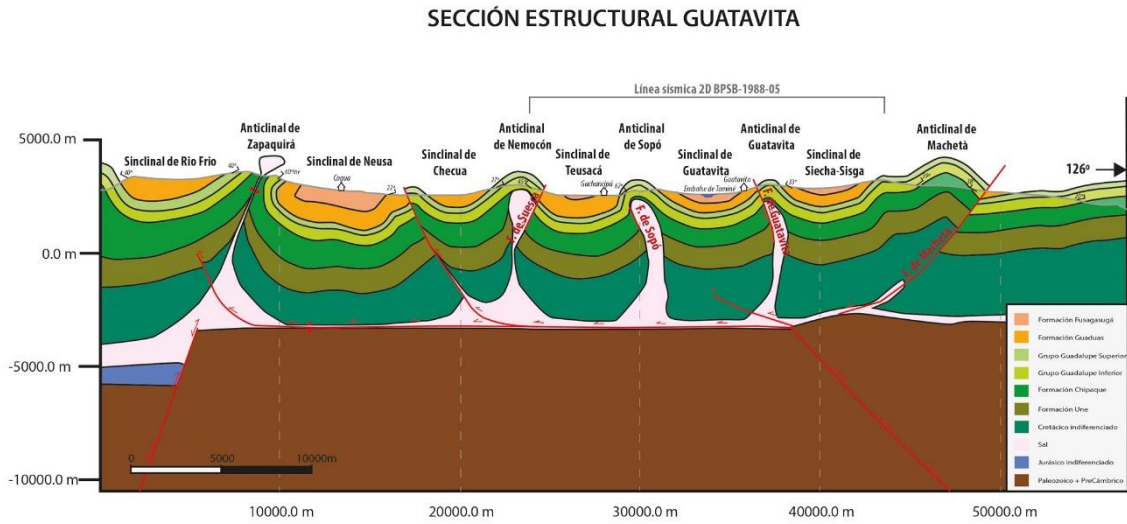


B20. Línea sísmica BPSB-1988-07

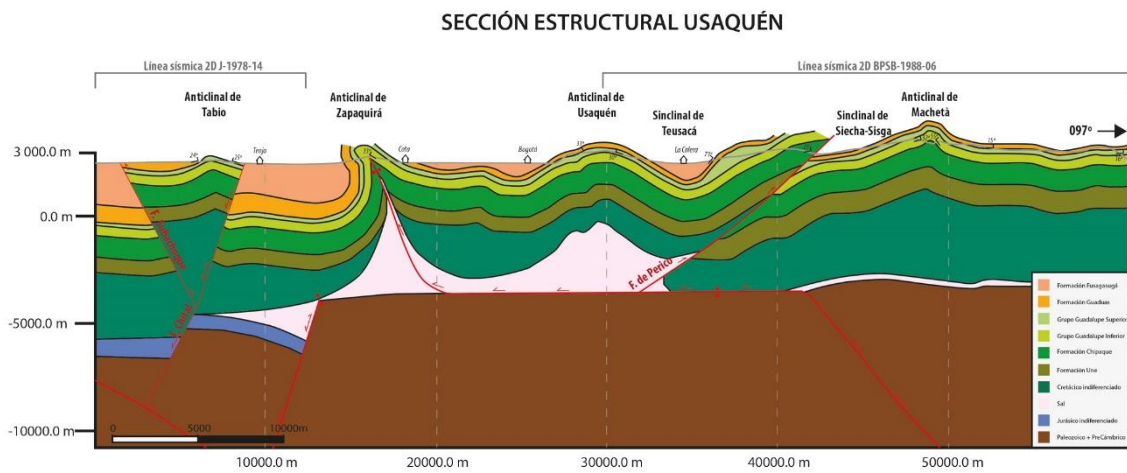


Anexo C. Secciones estructurales

C1. Sección estructural balanceada Guatavita

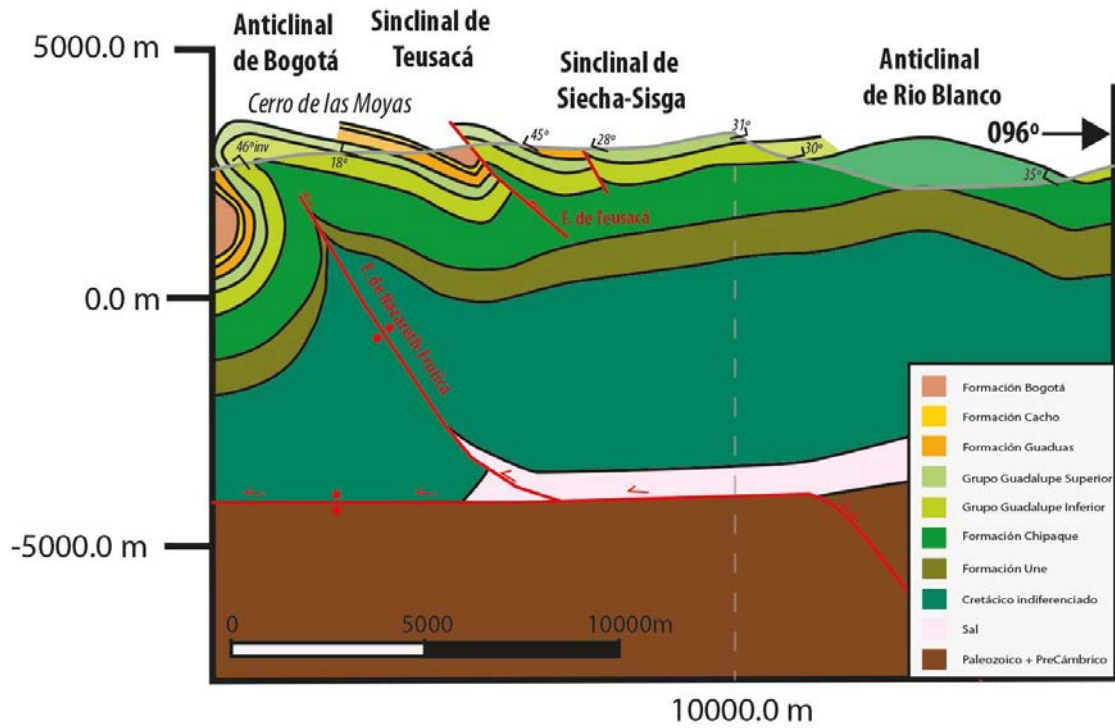


C2. Sección estructural balanceada Usaquén



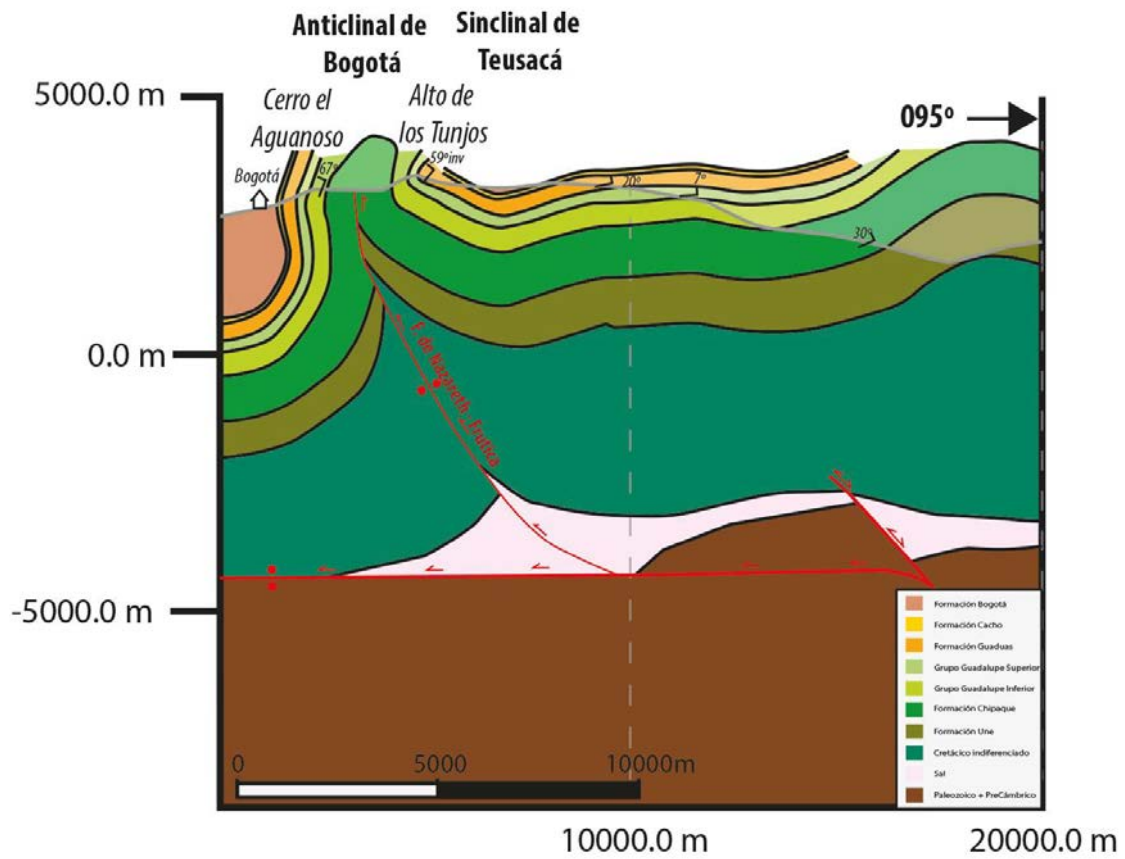
C3. Sección estructural balanceada Las Moyas

SECCIÓN ESTRUCTURAL LAS MOYAS



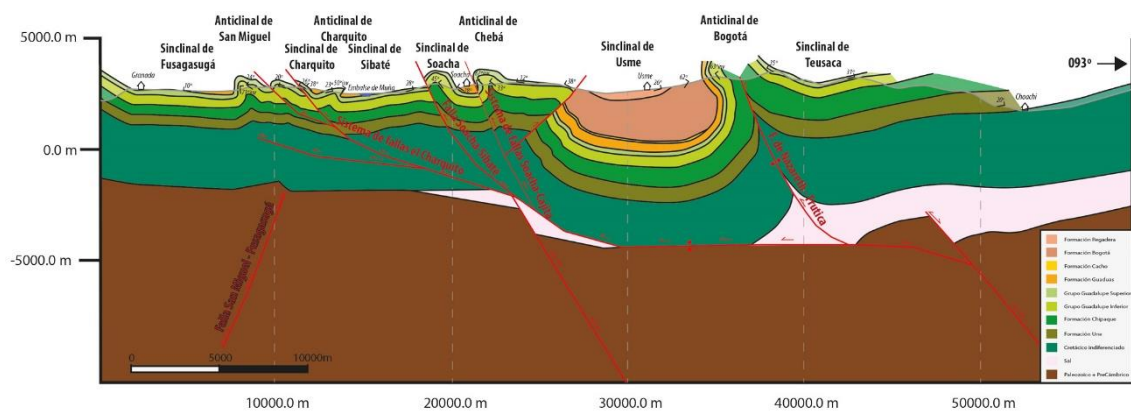
C4. Sección estructural balanceada Aguanoso

SECCIÓN ESTRUCTURAL AGUANOSO

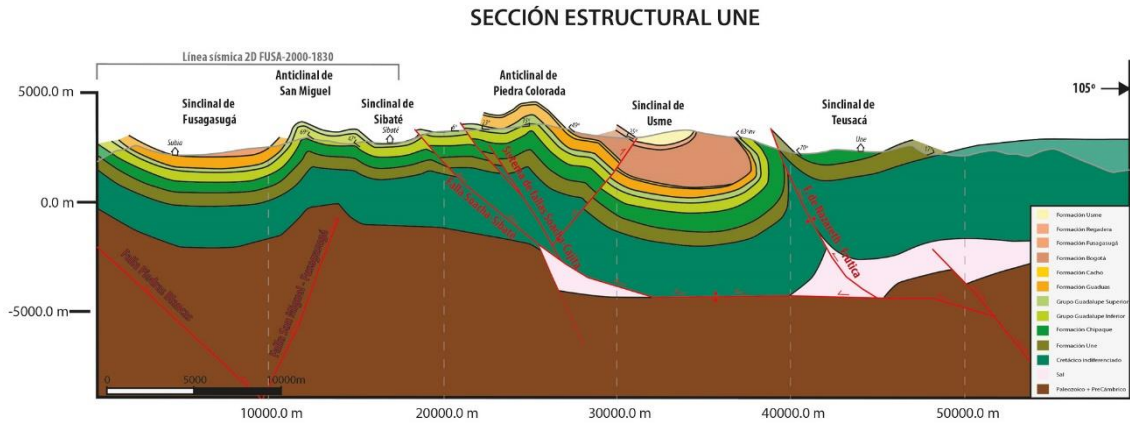


C5. Sección estructural balanceada Entrenubes

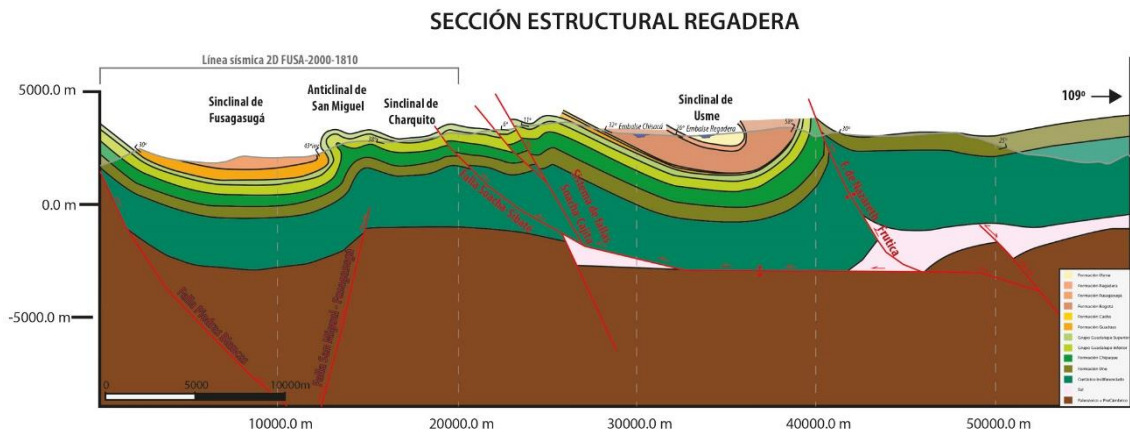
SECCIÓN ESTRUCTURAL ENTRENUBES



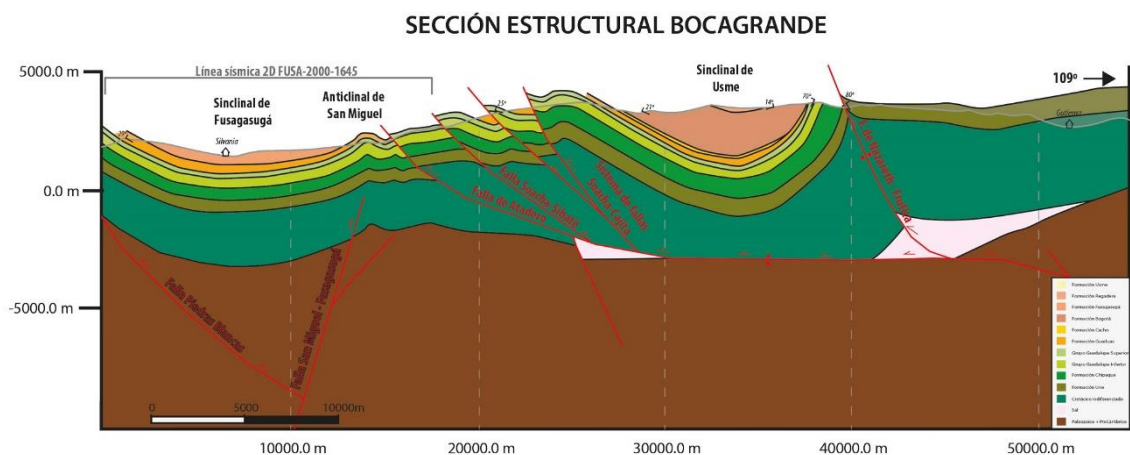
C6. Sección estructural balanceada Une



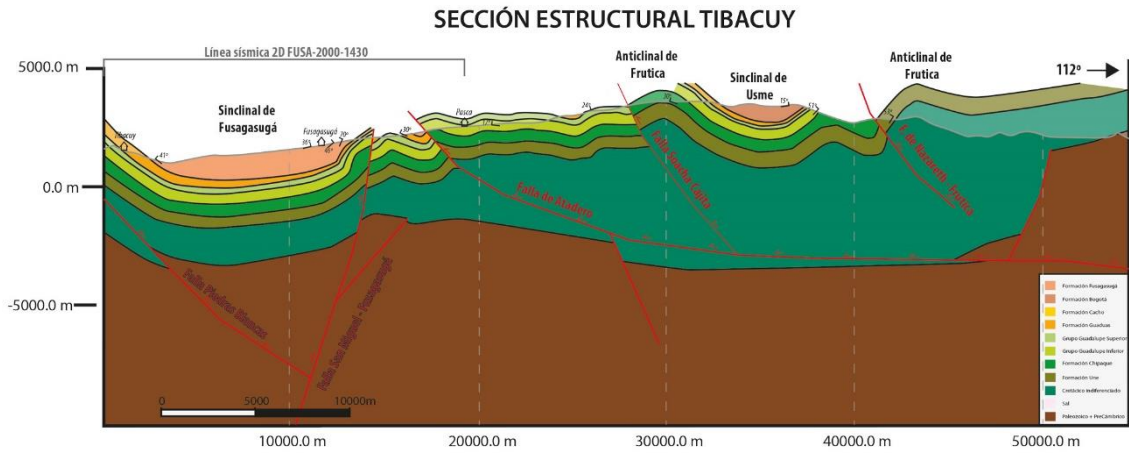
C7. Sección estructural balanceada Regadera



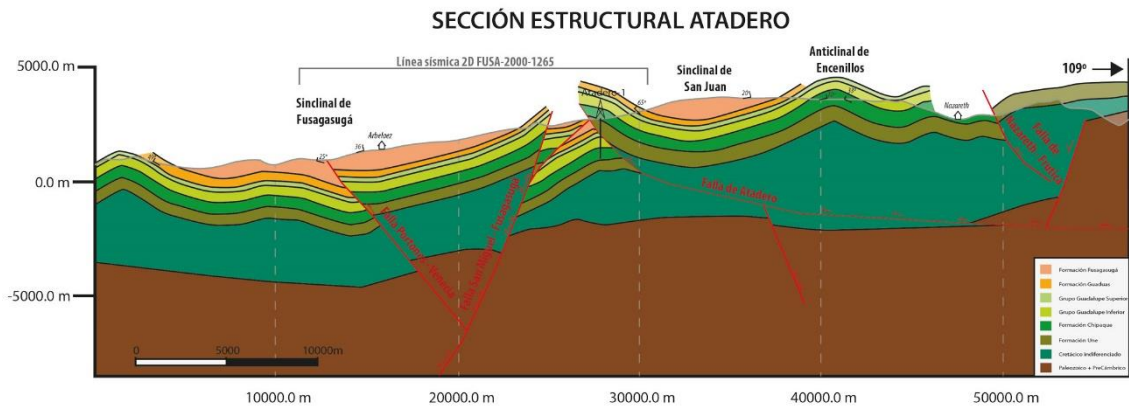
C8. Sección estructural balanceada Bocagrande



C9. Sección estructural balanceada Tibacuy

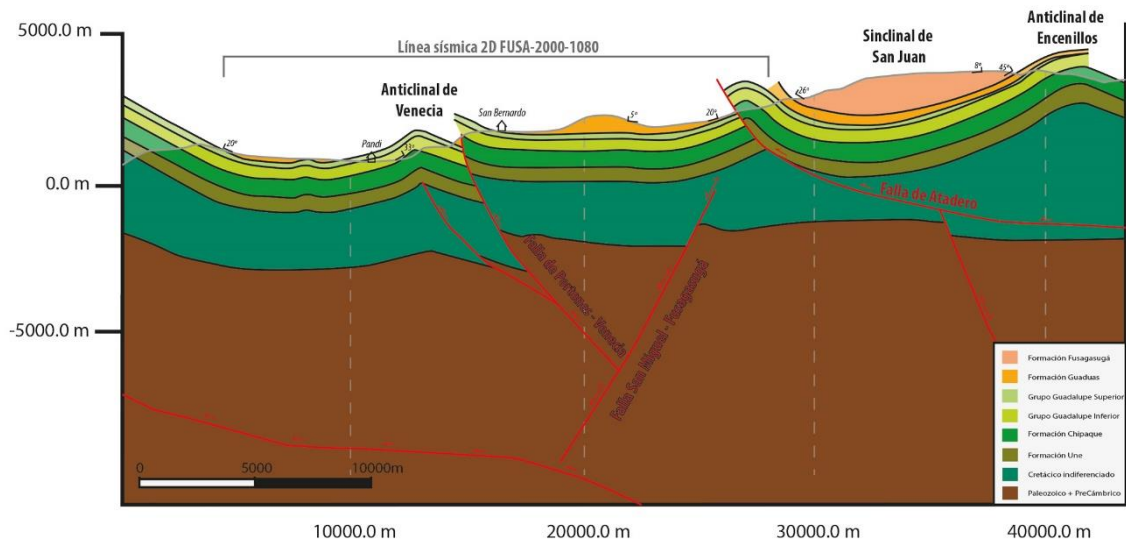


C10. Sección estructural balanceada Atadero



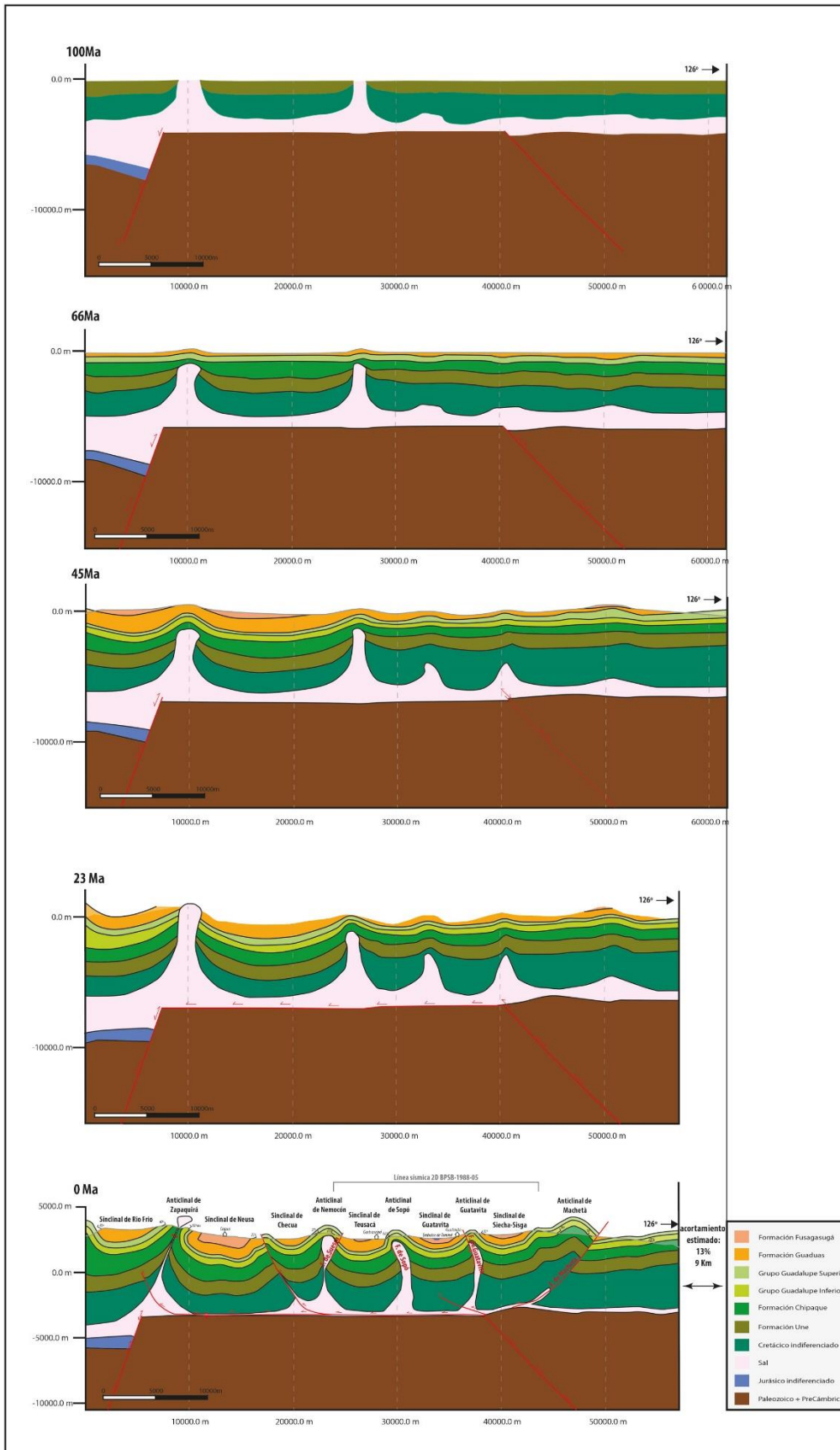
C11. Sección estructural balanceada Icononzo

SECCIÓN ESTRUCTURAL ICONONZO



Anexo D. Restituciones

D1. Restitución Secuencial Guatavita



D2. Restitución Secuencial Entrenubes

